

第11回極域気水圏シンポジウム

プログラム・講演要旨

1988年 7月

国立極地研究所

国立極地研究所図書室



000055939

551.5(*7)
KY



第 1 1 回 極地気水圏シンポジウム
プ ロ グ ラ ム

日 時

昭和63年

7月12日(火) 9:30~17:30

7月13日(水) 9:30~16:00

会 場

国立極地研究所講堂(6階)

主 催

国立極地研究所

小 冊 子

元 7.7

日 程 表

7月12日(火)	7月13日(水)
<p>9 : 3 0</p> <p>所長挨拶</p> <p>9 : 4 0</p> <p>I. オゾン(4)</p> <p>座長 村松久史(京大・防災研)</p> <p>-----休憩 (10:40~10:45)-----</p> <p>II. 大気・雪氷の化学(6)</p> <p>座長 北野 康(相山女学園大学)</p>	<p>9 : 3 0</p> <p>VII. 氷の流動(6)</p> <p>座長 若浜五郎(北大・低温研)</p> <p>-----休憩 (11:00~11:05)-----</p> <p>VIII. 気象・雪氷・観測・モデル(5)</p> <p>座長 大畑哲夫(名大・水圏研)</p>
<p>1 2 : 1 5</p> <p>昼 食</p> <p>1 3 : 0 0</p>	<p>1 2 : 2 0</p> <p>昼 食</p> <p>1 3 : 1 5</p>
<p>III. 氷床コア(3)</p> <p>座長 成瀬 廉二(北大・低温研)</p> <p>1 4 : 0 0</p> <p>IV. 大気循環・気候(4)</p> <p>座長 井上治郎(京大・防災研)</p> <p>-----休憩 (15:00~15:10)-----</p> <p>V. 特別企画・極域の物質循環(6)</p> <p>座長 中沢高清(東北大・理)</p> <p>1 6 : 4 0</p> <p>VI. 同上・総合討論</p> <p>座長 安成哲三(筑波大・地球化学)</p> <p>1 7 : 3 0</p>	<p>IX. ポスター発表※(8)</p> <p>座長 高橋修平(北見工大)</p> <p>1 4 : 1 5</p> <p>X. 降雪・氷(3)</p> <p>座長 菊地勝弘(北大・理)</p> <p>1 5 : 0 0</p> <p>XI. 海氷(3)</p> <p>座長 楠 宏</p> <p>1 5 : 4 5</p> <p>閉会の辞 川口貞男(極地研)</p> <p>()内の数字は講演数</p> <p>(講演48編、約15分)</p>
<p>1 8 : 0 0</p> <p>懇親会(研究棟2階、講義室)</p> <p>1 9 : 3 0</p>	

※展示発表は、12日夕方までにご用意下さい。

13日午後は、1人1分程度口頭で概要紹介後、6階ロビーにて行う。

7月12日(火)

[9:30~17:30]

挨拶

国立極地研究所長

松田達郎

(9:30~9:40)

I. オゾン

(9:40~10:40)

座 長

◎村松 久史

(京大・防災研)

1. 28次越冬中の昭和基地におけるオゾン観測結果

金戸 進 (気象庁・札幌管区)

菅原英敏 (気象庁・稚内地)

萩原裕之 (気象庁・高層台)

山本 哲 (気象庁・観測部)

山内 恭 (極地研)

2. 世界における大気オゾンの冬季の減少について

高尾俊則 (気象庁・観測部)

3. 南極におけるオゾン変動と成層圏気象要素の関係(2)

(成層圏ジェットとの関係)

忠鉢 繁 (気象研究所)

4. 大気大循環モデルでシュミレートされたオゾンの

季節変化について

谷貝 勇 (気象研究所)

II. 大気・雪氷の化学

(10:45~12:15)

座 長

◎北野 康

(相山女学園大学)

5. 南極海における洋上エアロゾルの元素組成

西川雅高 (公害研)

溝口次夫 (")

金森 悟	(名大・水圏研)
金森暢子	(")
青木周司	(極地研)
豊田恵聖	(東大・海洋学部)

6. 亜南極地域の海洋大気中のエアロゾル

—電子顕微鏡観察—

大和政彦	(名大・水圏研)
岩坂泰信	(")
銭 公望	(")
小野 晃	(")
山内 恭	(極地研)
西尾文彦	(")

7. 南極および北海道における大気中のフロンとメタン

巻出義紘	(東大・理・化学)
遠嶋康徳	(")
八巻竜太郎	(")
富永 健	(")

8. 昭和基地における成層圏NO₂、オゾン及び塩素酸化物の国際共同観測計画

近藤 豊	(名大・空電研)
松浦延夫	(")
高木増美	(")
岩田 晃	(")
川口貞男	(極地研)
神沢 博	(")
青木周司	(")

W.A.Matthews

(ニュージーランド、DSIR)

R.L.McKenzie (")

P.V.Johnston (")

9. 南極雪氷の化学組成

金森 悟	(名大・水圏研)
金森暢子	(")
西川雅高	(公害研)
西尾文彦	(極地研)

10. やまと隕石氷原火山灰層の対比

福岡孝昭	(学習院大・理学部)
清水一哉	(")
新井房夫	(群馬大・教育)
西尾文彦	(極地研)

=====昼 食===== (12:15-13:15)

Ⅲ. 氷床コア

(13:15-14:00)

座 長

◎成瀬 廉二 (北大・低温研)

11. みずほ700mコアの含有空気量から推定した過去の氷床高度

亀田貴雄	(北大・低温研)
中尾正義	(長岡雪氷防災研)
前 晋爾	(北大・工学部)

12. みずほ700mコアによる後氷期の気候

中尾正義	(長岡雪氷防災研)
渡辺興亜	(極地研)
亀田貴雄	(北大・低温研)

13. 最終氷期における大陸氷床氷の分布と $\delta^{18}O$ の変動

加藤喜久雄	(名大・水圏研)
-------	----------

IV. 大気循環・気候

(14:00-15:00)

座 長

◎井上 治郎 (京大・防災研)

14. 極域大循環と内部重力波 (第2報)

山中大学 (山口大・教育)

15. 最近の衛星観測に基づく成層圏温度の年々変化について

廣岡俊彦 (気象大学校)

16. 南半球中・高緯度における大気循環の変動

掛川英男 (筑波大・環境科学研)

安成哲三 (筑波大・地球科学系)

河村 武 (筑波大・地球科学系)

17. 北半球雪氷面積の年々変動と気候

土屋 巖 (香川大・農)

V. 特別企画・極域の物質循環

(15:10-16:40)

座 長

◎中沢 高清 (東北大・理)

18. 極域大気の熱収支と水収支

増田耕一 (東大・理学部)

19. 南極成層圏における気温とオゾン変動の相互関係

川平浩二 (富山高専)

廣岡俊彦 (気象大学校)

20. 南極でのサルフェイトエアロゾルの季節変化

ーイオウの収支と関連してー

大和政彦 (名大・水圏研)

岩坂泰信 (")

銭 公望 (")

小野 晃 (")

西尾文彦	(極地研)
深堀正志	(気象研究所)
岡田菊夫	(")

2 1 . みずほ高原の飛雪に含まれる有機成分

太田啓一	(名大・水圏研)
西尾文彦	(極地研)
長田和雄	(名大・水圏研)

2 2 . みずほ基地での地吹雪による物質輸送量

長田和雄	(名大・水圏研)
樋口敬二	(")

2 3 . みずほ700mコアの解析に基づく極域物質循環 (序)

藤井理行	(極地研)
渡辺興亜	(")
神山孝吉	(京大・理・地球物理研究 施設)

VI. 同上 総合討論

座 長

(16:40-17:30)

◎安成 哲三 (筑波大・地球科学)

=====懇 親 会===== (18:00-19:30)

7月13日(水)

[9:30-16:00]

Ⅶ. 氷の流動

(9:30-11:00)

座 長

◎若浜 五郎 (北大・低温研)

24. アイスレーダーの特殊エコーと氷床下地形との対応(1)

星山満雄 (北大・応電研)

西辻 昭 (")

西尾文彦 (極地研)

和田 誠 (")

渡辺興亜 (")

25. 南極氷床の電波散乱特性

—179MHz航空機搭載電波氷厚計解析結果—

浦塚清峰 (通信総合研)

西尾文彦 (極地研)

大前宏和 (北大・低温研)

前 晋爾 (北大・工学部)

26. 2つの周波数で見た南極氷床の“内部”と“底面”

大前宏和 (北大・低温研)

西尾文彦 (極地研)

浦塚清峰 (通信総合研)

前 晋爾 (北大・工学部)

27. 白瀬氷河の変動

大前宏和 (北大・低温研)

西尾文彦 (極地研)

浦塚清峰 (通信総合研)

奥平文雄 (岐阜公害研)

中尾正義 (長岡雪氷研)

川田邦夫 (富山大・理)

前 晋爾 (北大・工学部)

28. グリーンランド、Dye 3 基地における氷の流動

庄子 仁 (富山大・理)

C.C.Langway, Jr.

(ニューヨーク州立大)

29. 棚氷の分布

西尾文彦 (極地研)

浦塚清峰 (通信総合研)

大前宏和 (北大・低温研)

----- 休 憩 ----- (11:00-11:05)

Ⅷ. 気象・雪氷・観測・モデル

(11:05-12:20)

座 長

◎大畑 哲夫 (名大・水圏研)

30. 28次越冬中の昭和基地の気象経過について

山本 哲 (気象庁・観測部)

金戸 進 (")

荻原裕之 (")

菅原英敏 (")

31. S18における無人気象雪氷観測の結果(JARE28)

遠藤辰雄 (北大・低温研)

山内 恭 (極地研)

若浜五郎 (北大・低温研)

川口貞男 (極地研)

松本慎一 (富山大・理)

川染 孝 (北海道電子器機(株))

32. 東グリーンランド沿岸部における地吹雪収束

高橋修平 (北見工大)

33. あすか観測拠点建物の不同沈下について

佐藤稔雄	(日大・理工学部)
半貫敏夫	(")
本田泰章	(東海興業(株))
石沢賢二	(極地研)

34. 放射スキームの改良が南極の地表面熱収支に及ぼす影響について

柴田清孝	(気象研究所)
千葉 長	(")

=====昼 食===== (12:20-13:15)

Ⅲ. ポスター発表

(13:15-14:15)

座長

◎高橋 修平 (北見工大)

35 (P). 赤道域から南極域までの船上オゾン観測 (I)

松原広司	(気象庁・観測部)
土井元久	(")
上窪哲郎	(")
岡田憲治	(")
川口貞男	(極地研)

36 (P). 昭和基地上空のエアロゾル消散係数の垂直分布

塩原匡貴	(気象研究所)
------	---------

37 (P). 28次ACR観測報告-衛星データ中心-

山内 恭	(極地研)
高部広昭	(ファコム・ハイタック)

38 (P). 北半球積雪被覆の季節変化

増田耕一	(東大・理・地球物理)
森永由紀	(筑波大・地球科学研)

沼口 敦 (東大・理・地球物理)
大内彩子 (")

3 9 (P). 南極氷床の 3 次元表示の試み

菊地時夫 (高知大・理)
佐藤元成 (瀬 P F U)

4 0 (P). Velocity heat budget and mass balance at anvers island ice
cap Antarctic peninsula.

Gino Casassa (北大・低温研)

4 1 (P). 氷床コアのファブリック及び結晶粒径の迅速連続測定の新方法

東 信彦 (北大・工学部)
C.C.Langway, Jr.
(ニューヨーク州立大)

4 2 (P). Densification of polar ice after the close-off

Pierre Pimienta(フランス・氷河地物研)
Paul Duval (")

X. 降雪・氷

(14 : 15 - 15 : 00)

座長

◎菊地 勝弘 (北大・理)

4 3. 画像処理による降雪粒子の形状解析

村本健一郎 (富山工専)
椎名 徹 (")
遠藤辰雄 (北大・低温研)
小西啓之 (大阪教育大)
北野孝一 ((株)インテック)

4 4. 砲弾集合について

高橋忠司 (埼玉大・教育)

45. 暈の実験的研究

古川義純 (北大・低温研)

John Hallett (Desert Res. Inst.)

XI. 海水

(15:00-15:45)

座長

●楠 宏

46. 南極域の海水の密接度と接地気象

森永由紀 (筑波大・地球科学)

47. オホーツク海北海道沿岸沖に発生する流氷渦の生成機構について

大島慶一郎 (北大・低温研)

若土正暁 (")

48. 極域厳冬期に置ける急速海水生産過程 (V)

—氷晶生成に伴うブライン排出—

牛尾収輝 (北大・低温研)

若土正暁 (")

閉会の挨拶

川口貞男 (極地研)

* 講演時間は各15分 (発表=12分、討論=3分) です。

シンポジウム プロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締切り日： 昭和63年10月31日（月）

2. 投稿要領

論文は刷りあがり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となり、図、表が増えた分、原稿は少なくして下さい。図は2枚で1ページ以内です。表は縮小できませんので原寸大で考えて下さい。プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構（短報として扱う場合もあります）ですから投稿して下さい。投稿されない場合でも英文アブストラクトは提出してください。

3. その他

シンポジウムプログラムをプロシーディングスに掲載致しますので、英文題目とローマ字表記著者名を下記の表により気水圏プロシーディングス編集幹事までお知らせ下さい。

4. 投稿先： 〒173 東京都板橋区加賀1-9-10

国立極地研究所 気水圏プロシーディングス編集幹事

TEL. (03) 962-4711 EXT. 451

山内 恭

第11回極域気水圏シンポジウム

講演要旨

2 8次越冬中の昭和基地におけるオゾン観測結果

金戸 進・菅原英敏・萩原裕之・山本 哲（気象庁観測部）
 山内 恭（国立極地研究所）

1 はじめに

南極昭和基地での第28次越冬中（1987年2月～1988年1月）のオゾン観測結果を報告する。

2 ドブソン分光光度計による全量観測

夏期間は太陽光によるAD波長組およびCD波長組により、冬期間（4月末～8月始め）は月光により全量観測を行った。結果を日代表値により図1に示す。

9月から11月にかけては例年になくオゾン全量が減少し、10月8日には昭和基地での観測開始以来の最低値を記録した。

3 オゾンゾンデによる垂直分布の観測

31個のオゾンゾンデを飛揚し垂直分布を観測した。このうち2個は反応不良等によりデータが得られなかった。データが得られた29個の飛揚日を図1中に黒丸で示す。また、オゾン分圧と気温の垂直分布を図2に示す。

4 期間中の経過

2月から8月は全量に大きな変化は無く、分圧のピークは50～100mb付近で安定している。ただし、5月13日から15日の全量の減少は気温の垂直分布に見るように圏界面高度の変化によるものと考えられる。

図1 1987年2月～1988年1月のオゾン全量の観測結果
 （黒丸はオゾンゾンデ飛揚日）

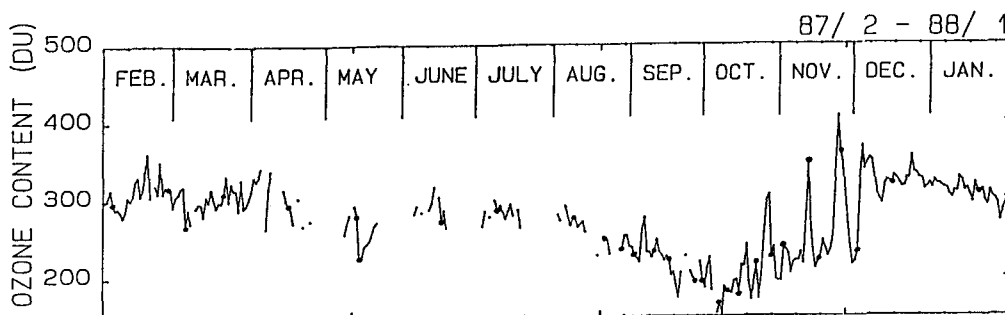
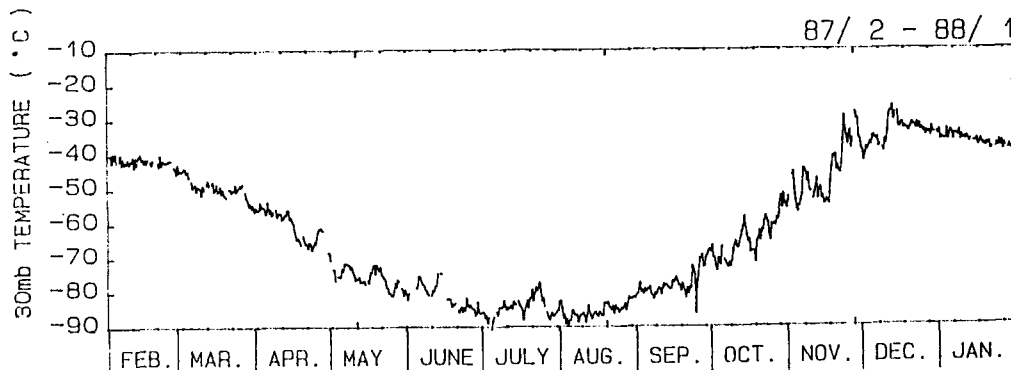


図3 1987年2月～1988年1月の30mb面気温の観測結果

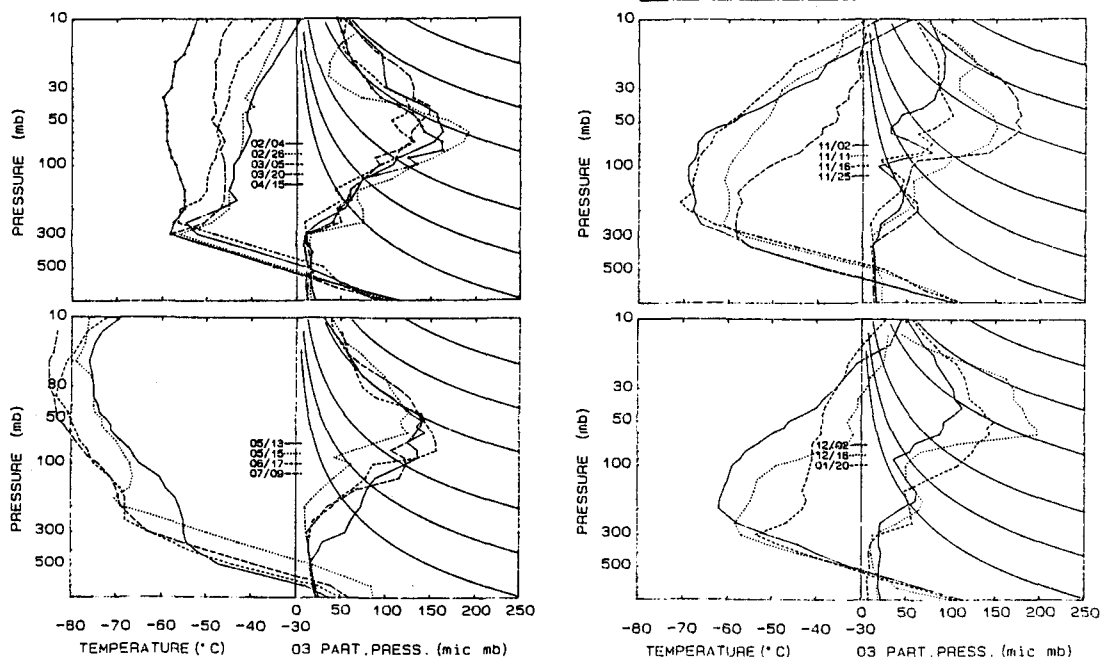


9月から10月始めの全量が減少した経過を分圧の垂直分布で見ると、8月までのピーク部分で大きく減少し2ピーク型へ変化しており、10mb付近では逆にやや増加している。

10月後半から12月始めにかけては、全量に大きな変動が見られる。このうち、11月末の急増は30mb気温の急昇（図3）と対応しているが、ほかはあまり対応が良くなく、例年とやや異なっている。また、分圧の垂直分布では、10月は2ピークの間の小さなピークが徐々に大きくなり、11月2日には3ピーク型がはっきりした。その後11月11日の全量急増時はほぼ1ピーク型に近づいている。11月25日には成層圏での昇温が目立ち、分圧も大きく増加して1ピーク型となった。12月2日には全量の急減があり2ピーク型となったが、これは10月と異なり上層のピークが大きいものとなっている。

12月なかばから1月は、全量は安定して経過しているが、分圧の垂直分布は、12月16日は2ピーク型で上層だけ増加しているのが、1月20日には1ピーク型に変化している。

図2 1987年2月～1988年1月の
オゾンゾンデ観測結果



世界における大気オゾンの冬季の減少について

高尾俊則(気象庁観測部高層課)

気象庁高層課ではカナダのW&D社から世界のオゾンデータを手し、誤データ検出やソーティング等の編集作業を行っている。今回1986年までのデータ編集が終了したので、ドブソン及びユニバーサル光度計による世界のオゾン全量の変動を、1980年代を中心に調査した。

図に各緯度、各季節における世界のオゾン全量の平年値からの偏差を示す。たて軸は緯度、横軸は偏差で、1目盛は10%である。平年値は、観測開始から1980年までの平均値で、8年以上の蓄積がある地点のみを選んだ。

南極地域における春季の減少が顕著に表われているが、この図を見る限りでは、その他の地域の変化傾向は明白ではない。しかし、北半球に注目すると、1983年と1985年の冬季

(Jan.~Mar.)には、数パーセントの減少を見ることが出来る。

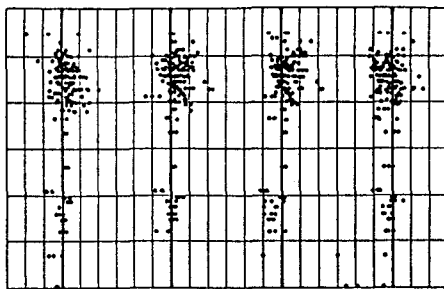
1983年冬季は主として40°N以北のヨーロッパを中心に10パーセント近くの減少がある。

1985年冬季には、30°N~50°Nでの減少が見られ、アメリカ、インド、日本等でオゾン量が少い。日本では、3月に館野と鹿児島で月平均値の最小値を更新している。気象要覧(気象庁)によると、成層圏の気温は日本付近で0~-5℃程度の負偏差を示している。

また、日本の観測によると、1987年12月と1988年1月に、オゾン量、成層圏気温共に、各地で最小値を更新している(気象庁ニュースNo1083)。

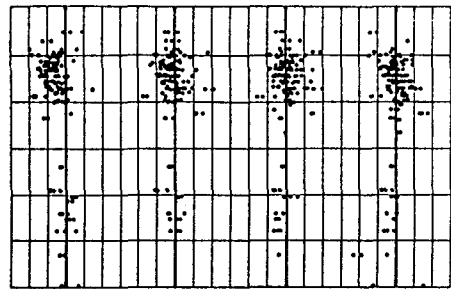
その他に、一次回帰によるトレンドの調査も行ったので報告する。

1982
Jan.~Mar. Apr.~Jun. Jul.~Sep. Oct.~Dec.



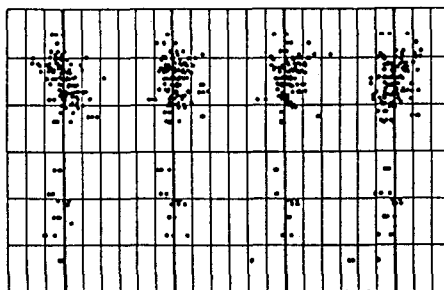
- 0 + - 0 + - 0 + - 0 +

1983
Jan.~Mar. Apr.~Jun. Jul.~Sep. Oct.~Dec.



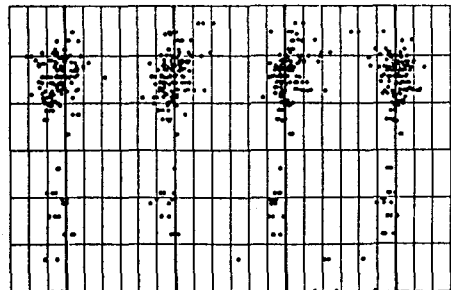
- 0 + - 0 + - 0 + - 0 +

1984
Jan.~Mar. Apr.~Jun. Jul.~Sep. Oct.~Dec.



- 0 + - 0 + - 0 + - 0 +

1985
Jan.~Mar. Apr.~Jun. Jul.~Sep. Oct.~Dec.



- 0 + - 0 + - 0 + - 0 +

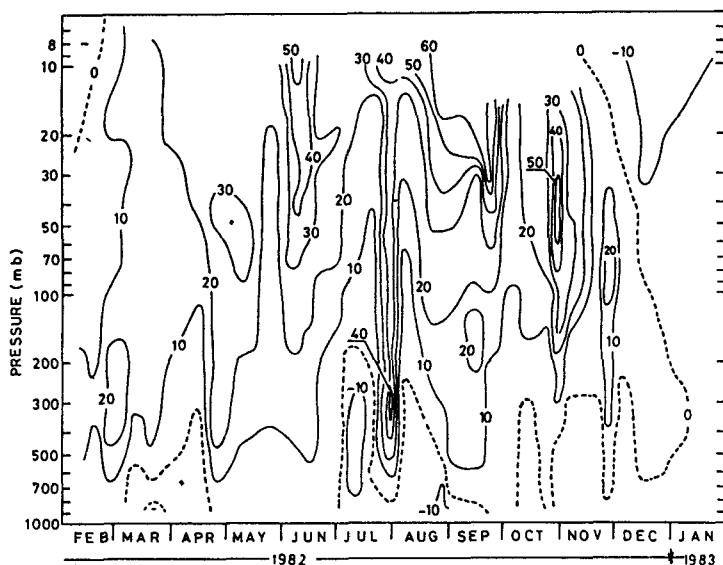
極域におけるオゾン変動と成層圏気象要素の関係(2)
(成層圏ジェットとの関係)

忠鉢 繁(気象研・物理)

1. はじめに 前々回の気水圏シンポジウムにおいて、月平均気温と月平均オゾン全量の間に非常によい相関関係があることを示した。今回は、定常高層気象観測において観測されているもう一つの気象要素である風観測の結果とオゾンの分布について議論を行う。

2. 風の東西成分の季節変化 第1図に1982年2月から1983年1月まで昭和基地においてオゾンゾンデにより観測された高層風の東西成分を示す。この図より、10月28日の突然昇温に伴うオゾン急増の時に、30 mb から50 mb の高度を中心に西風が強くなっている(50 m/s)ことがわかる。また、9月20日頃には20 mb を中心にして60 m/s 以上の強風が吹いていることが判る。また11月23日前後では、100 mb の高度を中心に20 m/s 以上の強風が吹いていることが判る。第1図をオゾン混合比の断面図、及び温位の断面図と比べてみることで、成層圏における強風の出現に対応して温位及び混合比が変化していることが判る。また、風の東西成分が東風の領域では温位の変動は非常に小さい。

3. 高層風とオゾン全量の関係 昭和基地における1982年の高層風の解析から春季のオゾン全量の増加時には成層圏における強風がともなっていることがわかる。同様の現象は他の隊においても報告されている(15次隊、20次隊)。成層圏気温の増加が同時に起こっていることから考えて、9月、10月、11月に観測されているオゾン全量の急増現象と同時に、成層圏ジェットが昭和基地の北から南への移動が起こっていると考えられる。



第1図 昭和基地においてオゾンゾンデにより観測された1982年2月から1983年1月までの高層風の東西成分の季節変化。

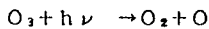
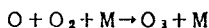
谷貝 勇 (気象研. 気候)

1. はじめに

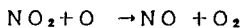
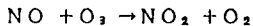
成層圏の光化学反応で生成されたオゾンは太陽放射を吸収して安定成層圏の温度場を形成する。3次元の大気大循環モデルでオゾンをシミュレートするためには、オゾンの光化学反応、放射を通しての加熱そして力学的過程による移流を正確に計算しなければならない。この困難さのため、多くの大循環モデルでオゾンは予報されておらず気候値で与えられている。又、オゾンと気温の間に高い相関のあることが知られているが、大循環モデルで大きな問題になっていた冬の下部成層圏における低温とそれに伴う強過ぎる偏西風ジェットについては、地形による gravity wave drag (Palmer *et al.*, 1986, McFarlane, 1987) によって解決される見通しとなった。今回は、簡単な光化学反応と gravity wave drag parameterization を導入した気象研究所12層大気大循環モデルによるオゾンのシミュレーション結果を報告する。オゾンの光化学反応を3次元モデルに入れた先駆的な研究としては Cunnold *et al.* (1975), Schlesinger and Mintz (1979) がある。

2. モデル

モデルトップが1mbの全球12層大気大循環モデルを用いて、12月15日から1年間、時間積分を行なった。初期状態として観測値を用い、オゾンは年平均・帯状平均値から出発した。海面水温は気候値を与え、オゾンの光化学反応として Chapman 反応



および NO-NO₂ サイクル



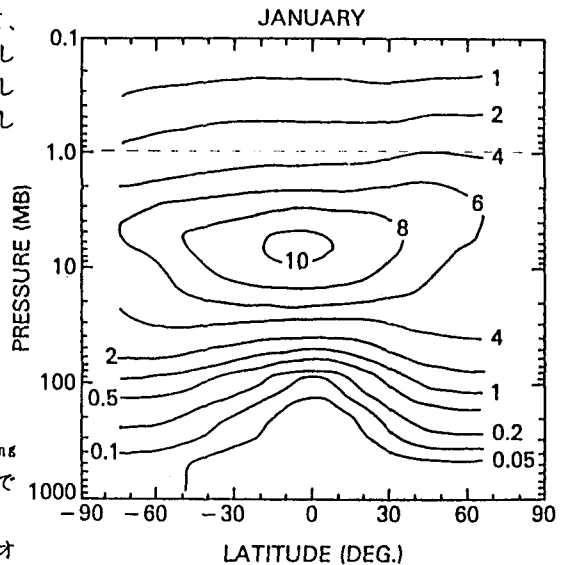
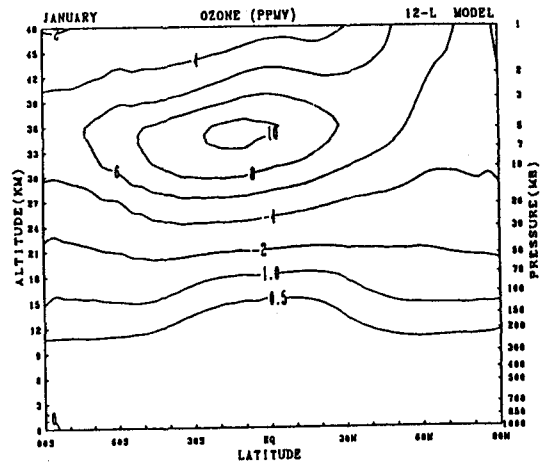
を考慮している。この計算は Cunnold *et al.*, Schlesinger and Mintz に基づいており NO₂ の分布は全球平均値で与えられている。

太陽放射は季節変化と日変化をしており、生成されたオゾンは放射を通して大循環の場と相互作用をする。これまでの12層モデル (Tokiooka and Yagai, 1984) に比べて大きく変更した部分は Palmer *et al.* に基づく gravity wave drag を導入した点である。この結果、北半球の成層圏における帯状平均された風と温度場が大幅に改善された。

3. 結果

第1図は帯状平均した1月のオゾン混合比 (ppmv) の緯度-高度分布を示している。モデル結果と観測は全体的に良

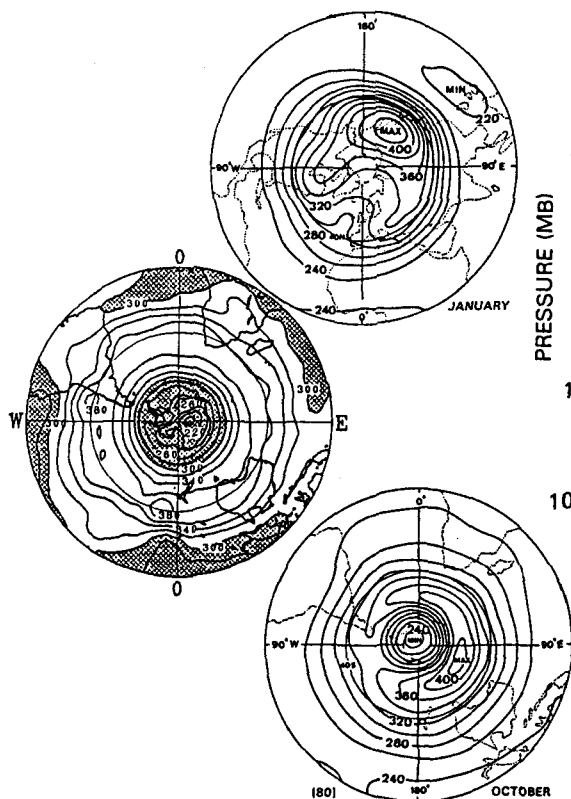
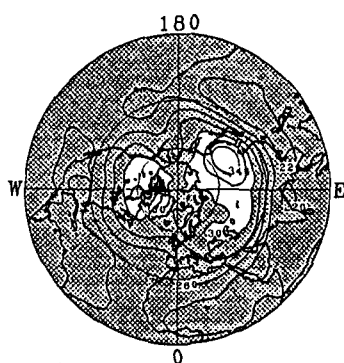
い対応をしている。観測では7mb, 5° S付近に極大値10 ppmv を持っているが、モデルでは5mb, 10° S付近で同程度の極大を持つ。50N 付近の上部成層圏ではモデル結果が観測より多く中部成層圏では少ない。



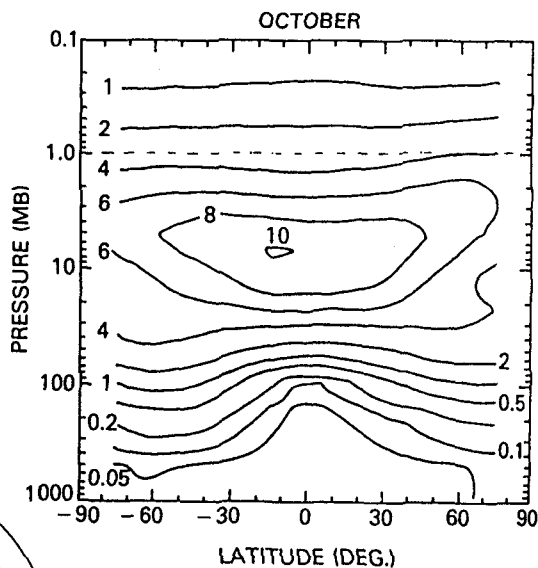
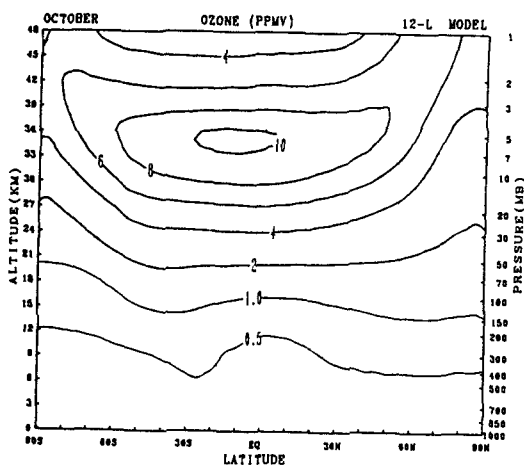
第1図 帯状平均した1月のオゾン混合比 (ppmv) の緯度-高度分布。(上) 12層大循環モデル (下) 1979年1月の分布 (Nimbus 7 SBUV experiment, McPeters *et al.* (1984))

第2図は1月の北半球に於ける総オゾン量(Dobson unit s)を示している。観測で見られる地域的な分布の特徴がモデルで良く再現されており、シベリア東部の極大とカスピ海方面へのリッジの張り出しおよびカナダ東部の極大が現われている。極大の値はモデル結果が少ない。又、フィリッピン付近で220ppmv以下の極小がモデルと観測に現われている。

第2図
北半球1月の全
オゾン分布。
Dobson units
(上) 12層大循環
モデル。300
以下に陰影がつ
けられている。
(下) 1978-1982
年の平均分布
(Atmospheric
ozone 1985 より)



第3図は第1図と同じで10月を示している。極大値が10°S付近にあり、南北両半球で緯度と共に極大の高度が上がっていることが、観測とモデル結果の両方に見られる。第4図は第2図と同じ総オゾン量の10月における南半球の分布を示している。300 Dobson unit以下の極小域が南極大陸上で観測されているのがモデル結果で再現されている。中・高緯度における極大は観測と対応するが、モデル結果は経度方向の非対称性が少ない。低緯度では減少して300以下の値がモデルと観測で見られる。



第3図 第1図と同じで10月の分布。

第4図 第2図と同じで南半球、10月の分布。

南極海における洋上エアロゾルの元素組成

西川雅高、溝口次夫（国公研）、金森 悟、金森暢子（名大、水圏研）
青木周司（極地研）、豊田恵聖（東海大、海洋学部）

（はじめに）

海塩起源のエアロゾルは、土壌起源や人為起源のエアロゾルに比べて、重金属元素の含有率が極めて低い特徴がある。そのため、洋上エアロゾルの元素組成を明らかにすることにより、特に重金属元素について、海塩起源以外の地球規模レベルのバックグラウンド的な割合が明かにできる可能性がある。そこで、南極海における洋上エアロゾルの組成分析結果からその特徴と元素の起源について明らかにすることを試みた。

（観測方法など）

第10会極域気水圏シンポジウムで示した観測船“しらせ”の第1観測室において、洋上エアロゾルの観測と採取を行った。エアロゾル濃度の測定には、1時間値を連続的に測定できるβ線吸収法による浮遊粒子状物質測定装置（DUB-32型、DKK製）を用いた。それと並行して化学分析用の試料のためのサンプリングをテープ式エアサンプラー（150l/min、紀本製）を用いて12時間ごとに連続的に行った。

（測定結果など）

図1は、南極海における観測船“しらせ”の航路図であり、図2はその時に観測した洋上エアロゾル濃度の変化を示したものである。洋上エアロゾルのサンプリングにおいて最も注意しなければならないのは船自身からの人為起源系元素類のコンタミネーションである。このコンタミネーションの程度をチェックするには、 NO_x やオゾンなどのガス状物質の測定を並行して行った方がよい。例えば、図2中の12/3-8までの高いエアロゾル濃度の出現は、荒天による船自身からのコンタミネーションに由来することが並行して行ったオゾン観測から判明している。また、12/18-31のエアロゾル濃度変化はアライド湾内での停泊時の観測結果である。したがって南極海における洋上エアロゾル濃度は12/9-17に代表され、その平均的な濃度は約 $5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ であった。これは東シナ海における洋上エアロゾル（ 25°N 、 124°E 、3月'88に観測）濃度の $5-10 \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、および太平洋における洋上エアロゾル（ 28°N 、 135°E 、5月'88に観測）濃度の $5-15 \mu\text{g}/\text{m}^3$ と比べて同じかやや低い程度である。この洋上エアロゾル試料に関する分析結果について、当日詳細な報告を行う予定である。

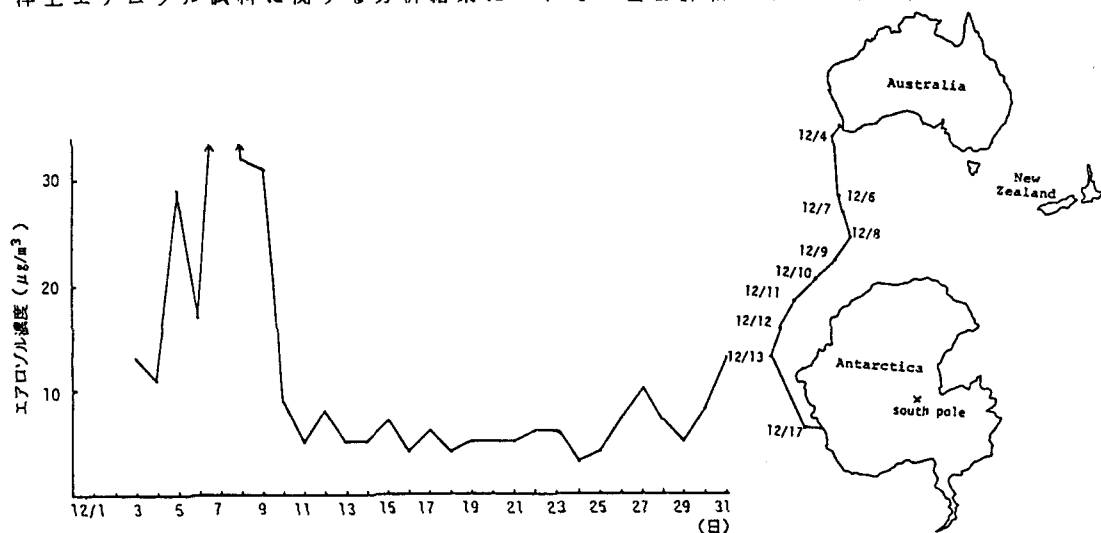


図2 南極海における洋上エアロゾル濃度（1日平均値、1987）

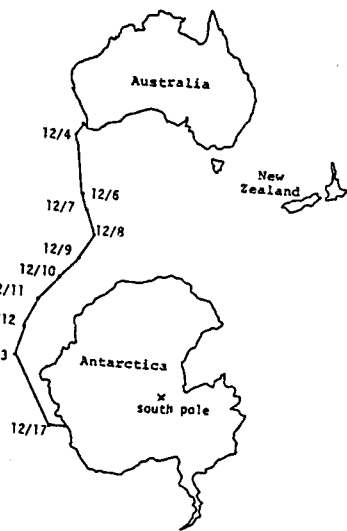


図1 南極観測船“しらせ”の航路（1987）

亜南極地域の海洋大気中のエアロゾル

- 電子顕微鏡観察 -

大和政彦 岩坂泰信 錢 公望 小野 晃 (名大水圏研)

山内 恭 西尾文彦 (国立極地研)

1. はじめに 南極周辺海域上大気中のエアロゾルは地球上で人間活動の汚染の影響が極めて小さいと考えられる。この領域に存在する二次エアロゾルは地球大気の基本的なバックグラウンドエアロゾルとして注目される。今回は日本から南極までの航路上でエアロゾルを採集し、サルフェイト粒子の分子状態の空間的变化を調べた。今回は同じ観測で得られたサンプルを使い、特に南極周辺の領域に重点を置き採集されたエアロゾルを電子顕微鏡で観察した。

2. 観測 1986年12月から1987年2月に第28次南極観測隊の"しらせ"上にて外気を予め拡散乾燥チューブで除湿し、エアロゾル粒子を2段のインパクターでカルシウムおよび炭素薄膜上に採集し、透過型電子顕微鏡で観察した。

3. 結果 図1にカルシウム薄膜に採集された粒子を示す。ほとんどの粒子は反応しており、硫酸粒子に特徴的な反応リングの形態を示している。しかし、その大きさは南極内陸で採集された粒子のものよりかなり小さい。また炭素膜上に採集されたエアロゾルは硫酸粒子に特徴的なサテライト粒子を伴った粒子("S")と、粒径の小さいサテライト構造をもたない粒子("N")粒子から構成されている(図2)。図3に示した粒径分布から硫酸粒子はおよそ $r=0.1\mu\text{m}$ にモードがあり、その最大粒径はせいぜい $r=0.3\mu\text{m}$ である。一方、夏季の南極では $r=0.06\mu\text{m}$ にモードを持つ硫酸粒子が存在し、 $0.3\mu\text{m}<r<0.5\mu\text{m}$ の大きな硫酸粒子もかなり存在する。従って、基本的なエアロゾルは硫酸粒子であることは共通であるが、測定された硫酸粒子の粒径分布はかなり異なり、南極大気と亜南極領域の周辺海域上の大気はエアロゾルの形成、成長、除去過程が異なる環境であることが示唆された。

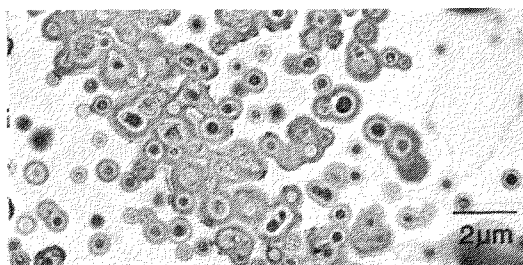


図1 カルシウム反応リングの形態
('86, 12/21, 70°12'S, 23°47'E)

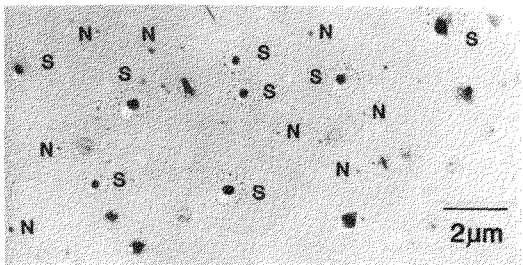


図2 粒子の形態 (サテライト構造)
('86, 12/8, 53°42'S, 104°52'E)

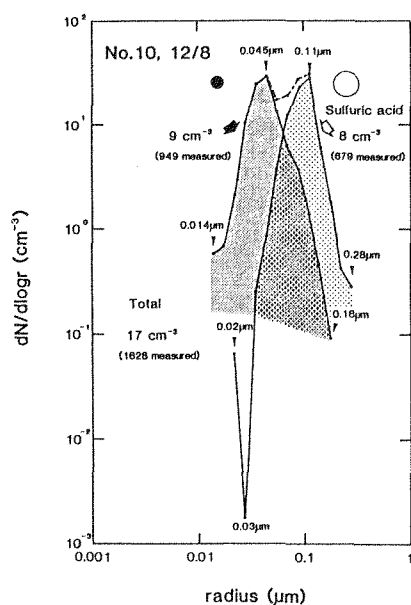


図3 粒径分布
('86, 12/8, 53°42'S, 104°52'E)

南極および北海道における大気中のフロンとメタン

巻出義紘、遠嶋康徳、八巻竜太郎、富永 健（東大理）

南極上空におけるオゾンホールが年々増大し、1987年には過去最大規模のオゾン減少が観測された。このオゾンホールの原因として、人間活動により放出されるフロンガス（CFC, Chlorofluorocarbons）が大きく関与していると考えられている（NASA 1988）。一方、地球規模でも成層圏オゾンの減少が認められ（NASA 1988）、UNEPによる成層圏オゾン層保護のためのウィーン条約およびモントリオール議定書（1987）に基づいて、国際的にフロンの生産・消費が1989年以降規制されることになった。しかし、生産量で5年後に10%減、10年後に35%減が計画されているのみであり、フロンガスの大気中寿命が数十年以上であることから、フロンの大気中濃度は今後も増加し続けることになる。したがって、この転換期における放出量の変化と、それに伴う大気中濃度の変動の測定が、ますます重要になっている。また、従来フロンガスでは、スプレー噴射剤、カーエアコン冷媒、ウレタンフォーム発泡剤などとしてフロン11（ CCl_3F ）やフロン12（ CCl_2F_2 ）の利用が主であったが、最近は半導体や精密機器などハイテクノロジー産業における洗浄溶剤としてのフロン113（ $\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ ）の利用が急増している。特に日本においては全使用量の1/2に達しており、世界の生産量の1/3以上が日本で消費されている。しかしフロン113の大気中濃度については測定例が少なく、われわれが1980年から北海道で行なってきた北半球大気濃度の測定

が重要な分析値となっている（Makide et al. 1988）。

南極昭和基地で採取された大気中のフロン11と12の濃度も北半球より10%低い濃度を示しながらも毎年4%程度増加し続けているが、最近フロン113の大気中濃度が図1のクロマトグラムに見られるように急増してきたので、その定量を始めた。現在、28次隊（山内恭氏）によって採取された1987年の南極大気試料の分析を進めており、シンポジウムにおいてそれら化合物の最近の測定結果を報告する。将来のオゾン層破壊と温室効果への影響についても考察する。

大気中のメタンについても、これまで北海道および昭和基地での大気中濃度を測定し、経年変化および季節変化を見てきたが、メタンは季節変化が大きく、われわれの限られた季節の測定ではその変動を詳細に追跡することは困難であることが分った。幸い29次南極観測隊青木周司氏により昭和基地で大気中メタン濃度の連続測定が開始されたので、今後はキャリブレーションの問題や、より超微量の炭化水素などの分析を中心に研究を進めたいと考えている。

一方、氷柱試料中に閉じ込められた気泡に含まれる過去の大気中の微量気体成分を抽出し、分析・定量する方法の開発を現在進めている。低級炭化水素やハロカーボンなどの大気中濃度、ヘリウムの同位体比などの測定を予定している。

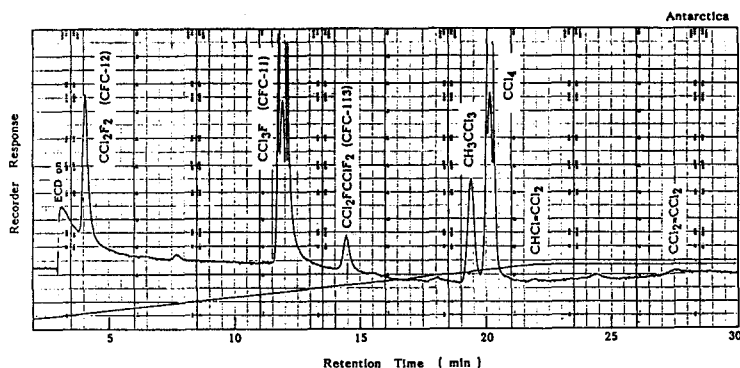


図1. 南極昭和基地の北東（風上側）500 mで採取された大気試料中ハロカーボンのECDガスクロマトグラム

昭和基地における成層圏 NO_2 、オゾン及び塩素酸化物の国際共同観測計画

近藤 豊・松浦 延夫・高木 増美・岩田 晃（名古屋大学空電研究所）

川口 貞男・神沢 博・青木 周一（国立極地研究所）

W. A. Matthews, R. L. McKenzie, P. V. Johnston
(P. E. L., Lauder, DSIR, NZ)

1. 序

南極成層圏のオゾンが春先大きく減少する現象、いわゆる「オゾンホール」の原因には化学反応が関与しているというのが1つの有力な説となっている。このオゾンを破壊する反応系には塩素化合物や窒素化合物が重要な役割を果たしていると考えられる。従ってこれらの微量成分のふるまいを詳細に観測することがオゾンホールのメカニズムを研究する上で非常に有効な手段である。

現在我々はニュージーランドのDSIRと共同で昭和基地における窒素化合物や塩素化合物の観測を計画している。具体的な測定対象となる微量成分は NO_2 、 ClO 、 O_3 である。

2. 測定原理

日出、日没時頃に太陽光は成層圏大気に対し、水平近い角度で入射してくる。日出、日没時のように太陽天頂角が大きい時、 NO_2 のような微量成分による太陽放射の吸収量は大きくなる。この吸収量を地上で測定することにより NO_2 の全量が求められることになる。この吸収量を測定する際、太陽直達光の観測による方法と天頂方向から大気により散乱された光の観測と2つの方法がある。（図1）

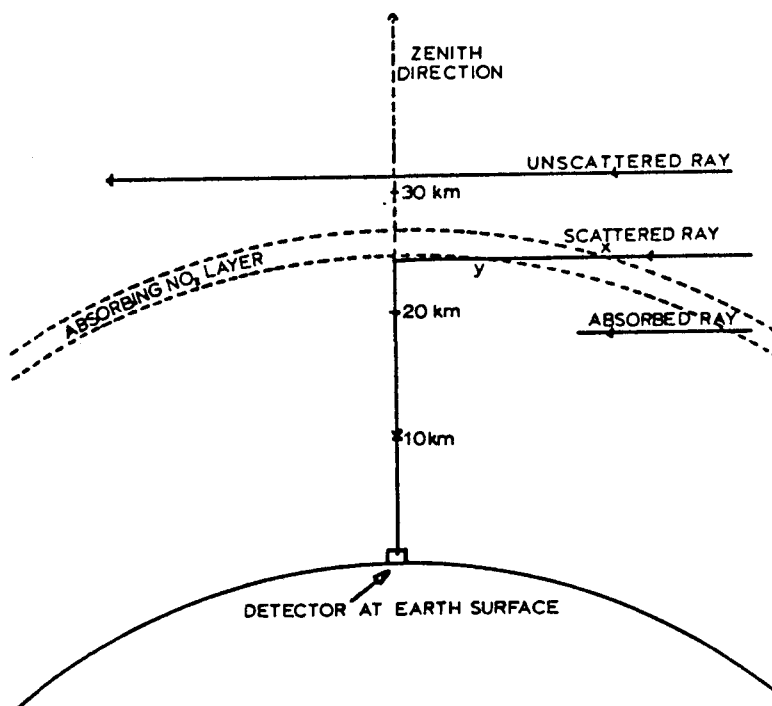


図1

後者の大気散乱法は前者の吸光法に比べ

- 1) 観測が天候に左右されない。
- 2) 対流圏での汚染を受けにくい。
- 3) 装置やオペレーションが簡単である。

等といった多くの利点を持っている。

このような方法により、現在測定が可能となっている微量成分は近紫外から可視部に吸収スペクトルをもつ NO_2 (430-450 nm)、 O_3 (430-450 nm)、 OCIO (385-430 nm) である。

3. 観測計画

我々が従来から共同研究を行ってきたニュージーランドのDSIR (Department of Scientific and Industrial Research) のグループはこの方法によりニュージーランド、南極域での観測を長期にわたってきた実績がある。図2はDSIRの測定器により検出された NO_2 の吸収スペクトルであり、極めて高精度の測定が可能であることが分かる。DSIRの開発した測定器を基本にして、共同で昭和基地における観測を実施することが研究の効率からいって有利である。DSIRはScott Base、Halley Bay、South Poleなど南極域の他、ニュージーランド国内 (45°S) でも観測を継続して行っている。

南極オゾンホール の時間変化、空間的構造を調べる上でもデータの総合化が必要になるはずであり、この点でもNZとの共同研究が実り多いものとなるはずである。現在DSIRのグループは昭和基地における観測を目的とした測定器の製作を行っている。また我々も同時に独自の測定器の開発を行っている。

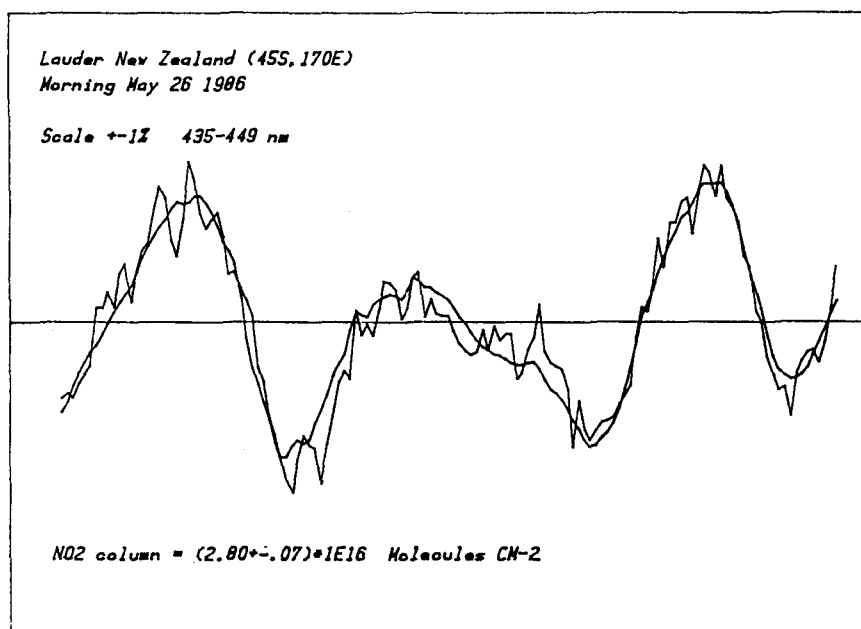


図 2

南極雪氷の化学組成

金森悟, 金森暢子 (名大・水圏研), 西川雅高 (国公研), 西尾文彦 (極地研)

目的

南極の雪氷中の微量成分は多くの情報を含んでおり、それを用いて引き出すことにより非常に有用な地球化学的結論を導き出すことができる。しかしそのためには雪氷中の微量成分の存在量、分布、存在状態、起源などを明らかにすることが必要である。今回は南極の雪氷中の微量成分の存在状態およびその起源について考察する。

結果と考察

演者らは先にS25地点の積雪中における10種の無機化学成分の分布を明らかにし、さらにAl, Fe, Zn, Cuについては、粒子態、無機溶存態、有機態の各フラクションの分布を明らかにした。その結果を下の表にまとめて示す。ここで粒子態とは0.2μmの濾過膜で濾し分けられた部分、有機態(I)はODS樹脂により吸着分離できる部分、有機態(II)とは湿式分解してはじめて測定できる部分、無機イオン態とは雪試料の融解水をそのまま処理して測定できる部分を示す。表中AlとFeについては有機態(II)と無機イオン態とを区別して測定しなかったが、これらの元素では無機イオン態で溶存しうる濃度は非常に低いと考えられ、従ってその大部分は有機態(II)の濃度を示すと考えられる。これらの結果から最も注目すべきことは、これらの4種の重金属の半量以上が有機態として存在していることである。

これらの有機態重金属化合物は水に溶解しても重金属原子を解離放ししないものであるから、共有結合性の強いものか、または少く

とも相当に強い錯結合をしていると考えられる。

このような有機態重金属は生物活動により合成されたものと考えて良いと思われるが、積雪前に作られたものか、或は積雪後雪の表面または内部で作られたものであるかが先の問題である。これらの積雪中における分布状態は、1)1年のシーズンとの相関が殆んどないこと、2)生物の重要な栄養塩であるNO₃⁻やNH₄⁺の分布と殆んど相関がないことなどから積雪以前にすでに有機化合物となっていた可能性が高い。さらに3)同様な有機重金属化合物が昭和基地やみおほ基地で採取された大気エアロゾル中に見出され、4)Znで有機態(II)の濃度が際立って低い点、積雪および大気エアロゾルで共通していることから、これらの有機重金属化合物は大気中に存在していたものが降雪中に取込まれたものと考えられる。

大気エアロゾル中の有機重金属化合物は、南極大陸上の大気エアロゾルだけでなく、北太平洋上や、日本の陸上で捕集したエアロゾル中にも同様に見出されることはすでに昨年も指摘したところであるが、これは地球上の大気全体についても同じ状態であることは殆んど確かであると思われる。

南極の雪氷や大気エアロゾル中の微量重金属元素(特にCu, Znなど)の起源につき論じた報文は多いが、何れもこれらの起源が海水とも土壌岩石とも考えられず不明であると結論しているが、これらに含まれている重金属元素の過半量が有機態であることを考えれば

当然のことであろう。それならば大気エアロゾルに含まれる有機態重金属化合物の源はどこにあるのであろうか。最も都合の良い源はこれらが大气中にガス態として存在することである。大気中に果して有機態重金属が存在するかどうかにつき実験結果を添えて報告する。

S25地点の積雪中における各態重金属濃度

	全濃度	粒子態	有機態	有機態	無機イオン態
	ppC	%	(I) %	(II) %	%
Al	400	0.2	38.6	61.2	
Fe	250	14.5	61.0	24.5	
Zn	500	2.7	7.6	6.3	83.4
Cu	120	12.4	10.7	51.7	25.2

やまと隕石氷原火山灰層の対比

福岡孝昭・清水一哉（学習院大理），新井房夫（群馬大教育），西尾文彦（極地研）

南極大陸の裸氷上から多数の隕石が発見，採集されている．これら隕石の多くはpairあるいはshowerとして南極に落下したと考えられている．隕石の落下年代はpairingに関する重要な情報である．隕石の落下年代を測定するためには，一般に多量の隕石試料が必要であることから，まだそれ程多くの年代は決められていない．しかし現在考えられている隕石の集積機構が正しいなら，隕石が採集された地点の氷の年代は落下年代を示すことになる．氷の年代を直接求める試みも行われているものの種々の困難さによって，これまでのところ成功していない．氷床中の火山灰層（dirt band）は単一の火山活動によってもたらされたと考えられるので，給源火山を明らかにし，噴出年代を明らかにできれば，氷の年代を間接的に決定できる．さらに遠く離れた地点の火山灰層が同定されれば，それらの地点の時間の対比が可能になる．すなわち，氷床運動・隕石集積機構が明らかになり，隕石の落下年代も明らかになると考えられる．

氷中火山灰層の対比と給源火山を知る目的で，これまでアランヒルズ地域8地点とやまと隕石氷原3地点の火山灰のガラスの化学組成と屈折率が求められた．

現在，やまと隕石氷原地域での火山灰層の対比をさらに検討する目的で，1985-86年シーズンに採集された氷中火山灰のガラスの微量元素を中心とした化学組成の分析と屈折率の測定が行われている．ここでは，そのうち7地点のものについての結果を報告し，考察する．

屈折率の測定結果は，YG6-89-IIとK32-3の2試料は屈折率の範囲が広く，2種の火山灰の混合物であることが分かった．これらの火山灰は，ほぼ同時に2つの異なった火山から噴出したものの混合物であるか，1つの火山の一連の噴火で化学組成が大きく変化していったものと考えられる．

ガラス中の微量元素存在度（図2）は以前に分析されたもの（図4）ときわめてよく一致するものと，類似するもの，全く異なるものの（K09-600mW，基岩1-1）に分けられる．これら微量元素組成の全体の傾向は島弧ソレアイトの特徴を示しているので，いずれも南サンドイッチ諸島のいくつかの火山からもたらされたものと考えられる．屈折率から混合物と判定された火山灰層については，試料の量が少なく，混合物のまま分析された．これら2つは屈折率では異なる噴出物であることが明らかである（主成分化学組成（Fe, Na）は異なる）が，微量元素組成では区別がつかない．これらは異なる時期に同じ火山からもたらされた可能性が大きい．

今回の分析・測定結果に以前のものを含めて，火山灰層を対比した結果（表1）によると，やまと隕石氷原の火山灰層には微量元素組成からは4～6種の，屈折率からは3～4種のものが存在することになった．これはアランヒルズ地域と同様に多種の火山灰層の存在を意味し，さらにそれら相互の識別を可能にしているので，離れた地点の氷の年代対比に大きく寄与すると考えられる．例えば，今回の結果は，K13-1とC32が同一火山灰層である可能性がきわめて大きいことを示している．これは50km以上離れた2地点（図1参照）の氷が同じ年代（C32地点近くから採集された隕石Y75102の落下年代に近いとすると約3,000年）であることになる．

今回の結果には，ガラスの屈折率からの対比と微量元素組成からの対比が明らかに異なるものがある（K32-3とK09-600mW）．これらが事実であれば，もっと多種（6～7種？）の火山灰層が存在することになる．この点をはっきりさせるには，今後主成分化学組成の分析も必要であろう．また，この地域の火山灰層の分布と対比をよりはっきりさせるためにさらに多くの火山灰層の分析が待たれる．

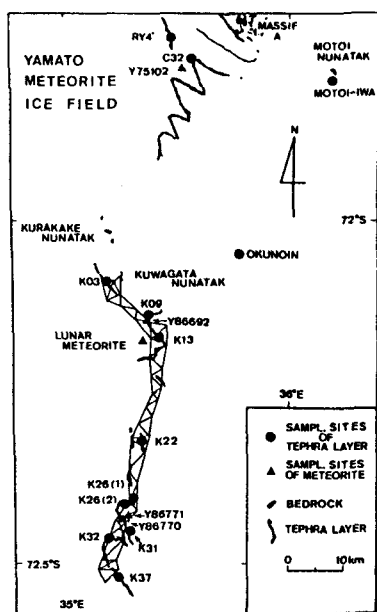


図1. やまと隕石氷原の火山灰層の分布と火山灰試料の採集地点

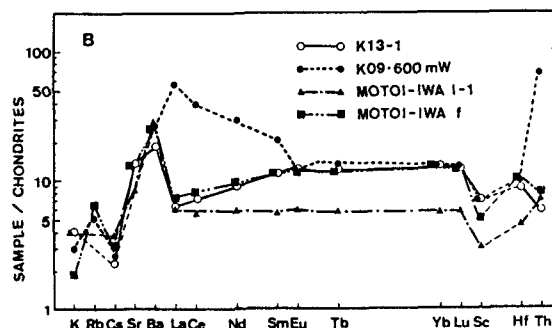
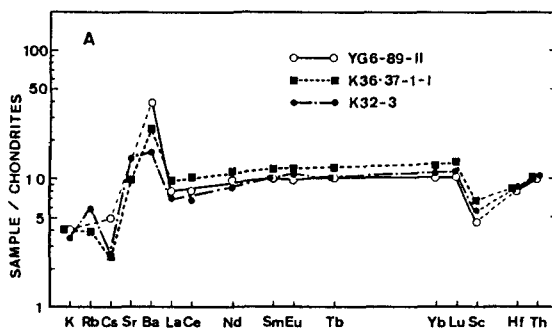


図2. やまと隕石氷原の火山灰(ガラス)の微量元素存在度

表1. やまと隕石氷原の火山灰層の対比結果
対比された火山灰層を同じ英字で示した

Sample	Trace element	Refractive index
C32	A	a
K-26(1)	B	a
K-26(2)	B	a
YG6-89-II	B (+ a ?)	a + a (?)
K36-37-1-1	B	a
K32-3	B	c
K13-1	A	a
K09-600mW	C	a
MOTOI-IWA 1-1	D	a
MOTOI-IWA f	A	a

SAMPLE	REFRACTIVE INDEX
C-32	1.550
K-26(1)	1.550
K-26(2)	1.550
YG6-89-II	1.550
K36-37-1-1	1.550
K32-3	1.550
K13-1	1.550
K09-600mW	1.550
MOTOI-IWA 1-1	1.550
MOTOI-IWA f	1.550

図3. やまと隕石氷原の火山灰(ガラス)の屈折率

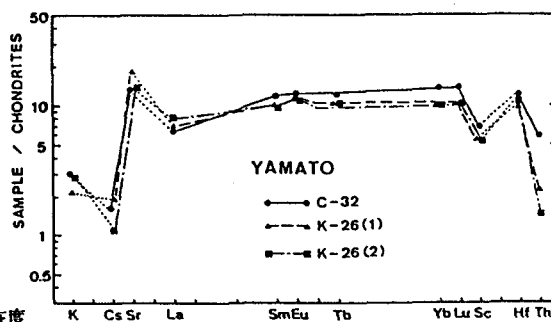


図4. やまと隕石氷原の火山灰(ガラス)の微量元素存在度 (Fukuoka et al., 1987)

みずほ700mコアの含有空気量から
推定した過去の氷床高度

○ 亀田貴雄（北大低温研）・中尾正義（長岡雪氷防災実験研究所）・前 晋爾（北大工）

1. はじめに

氷床水の特徴の一つとして、その氷化過程で形成される気泡を含んでいる事があげられる。単位質量の水に含まれる標準状態（0℃、1 atm）での空気量を含有空気量と定義する。従来、この含有空気量の氷化高度依存性は実験的に調べられているが、いまだ十分明らかにされたとは言い難い。そこで、本研究では

①南極みずほ高原での「含有空気量－氷化高度」の関係を求めること、②みずほ700mコアの含有空気量を測定して①の関係を用いて過去の氷化高度、すなわち過去の氷床高度を推定すること、そして③それを現在の氷床高度と比較することを目的とした。

2. 実験方法

含有空気量は、一定体積の真空容器中で氷試料を粉碎し、その時の圧力（ P_1 ）、温度（ T_1 ）の測定により求めた。

すなわち含有空気量 R は

$$R = \frac{1}{M} \cdot \frac{P_1 \cdot T_0}{P_0 \cdot T_1} \cdot V'$$

で表される。但し、 M は氷試料の質量、 P_0 、 T_0 はそれぞれ標準状態での圧力、温度および V' は、容器中の空気の体積である。

3. 実験結果

3.1 「含有空気量－氷化高度」の関係

みずほ高原における「含有空気量－氷化高度」の関係を図1に示す。これは、みずほ高原での標高の異なる6ヶ所で掘削された氷床コアの氷化直後付近の含有空気量を測定する事により求めた。高度の増加とともに、含有空気量が減少するという顕著な傾向が認められた。これは、氷化過程における現地気圧の低下が最も大きな要因であると考えられる。

3.2 みずほ700mコアの含有空気量

図2にみずほ700mコアの含有空気量の測定結果を示す。この結果の特徴は、100m深での値が大きく、200m深以降、ばらつきはあるがほぼ直線的に減少することである。ここでは、

このばらつきを含有空気量の季節変動による結果と考え、図2では含有空気量の全体傾向を実線で示した。深くなるにつれて含有空気量が減少するのは、深部の氷がより内陸の標高の高い地点で形成されているためであると考えられる。

4. 現在の氷床高度と含有空気量から推定される氷床高度との比較

3.1で求めた関係式を用いて、みずほ700mコアの含有空気量の測定結果を氷化高度に変換した（図2の下端軸）。一方、氷床の定常状態を仮定した流動計算により、みずほ700mコアの各深さでの氷化高度を推定した。これを図2の点線にて示す。この二つの方法で推定した氷化高度は、一致しないことがわかる。

すなわち、含有空気量から推定した氷化高度は定常状態を仮定した氷床流動計算では説明できず、これは氷床が非定常状態であることを示していると思われる。図2によるとこの定常状態からのずれは1000年前から現在にいたる約400mの氷床高度の低下で説明できる。

同じみずほ700mコアの $\delta^{18}O$ の測定結果²⁾も、200m深から氷床表面まで急激な増加を示しており、この事も近年の氷床高度の低下によると思われる。

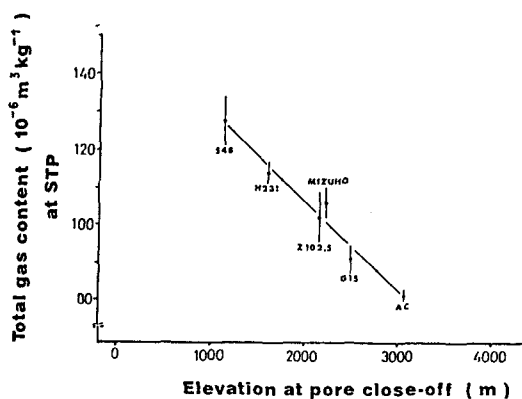


図1 含有空気量と氷化高度の関係

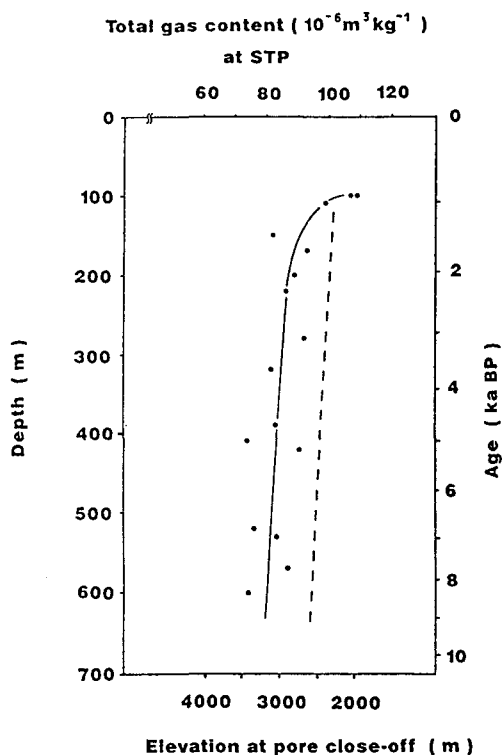


図2 みずほ700mコアの含有空気量。

実線は含有空気量の深さに対する全
体傾向を示す。点線は定常状態仮定に
より推定した氷化高度であり、右端に
この計算によるみずほ700mコアの年代
を示す。

参考文献

- 1) Raynaud, D. and Lebel, B. (1979):
Total gas content and surface elevation
of polar ice sheet. *Nature*, 281, p289-291.
- 2) Higashi, A. and others (1988):
Preliminary results of analyses of 700m
ice cores retrieved at Mizuho Station,
Antarctica. *Annals of Glaciology*, 10,
p52-56.

みずほ700mコアによる後氷期の気候

中尾正義・渡辺興亜・亀田貴雄

(防災センター)(極地研)(北大、低温研)

氷床コア解析の結果を古環境の復元と結びつける時に最も重要になるのはコアの年代である。みずほ700mの場合は、1年間を周期としてサイクリックに変化する要素がなく、そういう意味では、その年代を推定するための決定的手段が無い。しかし、昨年(1990年)の第10回極域気水圏シンポジウムで中尾他が発表した、ファブリックの深さ方向への変化の様子から見積った鉛直歪データを基にした年代推定法によって、ある程度信頼できる年代が得られた。

みずほコアの $\delta^{18}O$ の値の移動平均値からの偏差を年代に対してプロットしてみた、小さいイベントの発現期を見たのが図1である。比較のために示した Dome C や Byrd のコアで見られたイベントとよく対応しており、このような変化が、南極ではかなり広範囲に出現したことが推定される。

しかし、より長期的変動を問題にする場合には、氷床そのものの変動による見かけ上の δ 値変化を補正してやらなければならない。さらに、みずほコアの場合は、流域の中流部で採取されているため、深い場所ほど上流から流れてきているという、流動の効果をも補正してやる必要がある。

これらの補正を行って、温度場の変化として推定したのが図2の右端に示したものである。藤井らが第10回気水圏シンポで述べたような、寒冷期と粒子濃度や電気伝導度との対応がより鮮明に現われている。

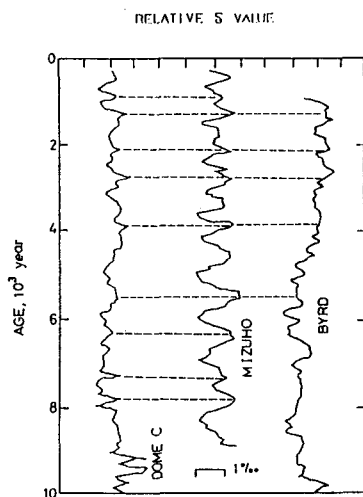


図1

みずほ基地における $\delta^{18}O$ の値の偏差をByrdやDome Cの値と比較したもの。破線で示したように、比較的小さいエポックは良く対応している。

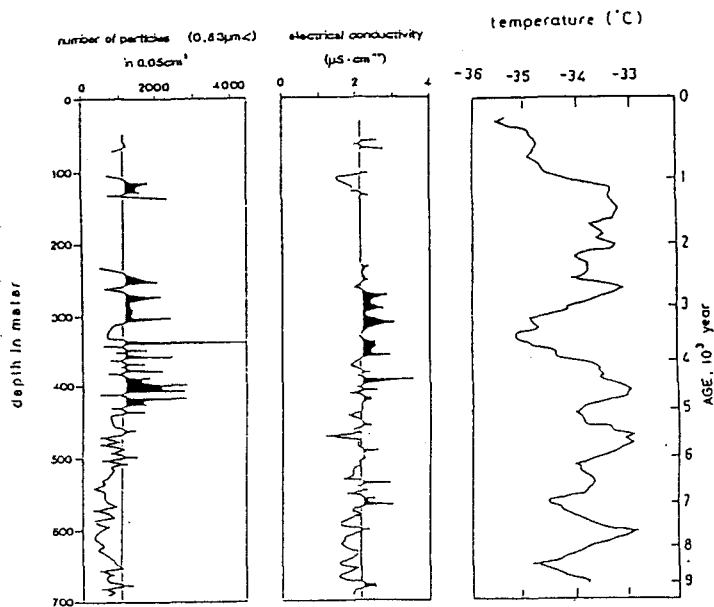


図2 固体粒子濃度、電気伝導度と $\delta^{18}O$ の値から推定した気温変化。4500年から3500年以前の寒冷期と個体粒子濃度や電気伝導度の増大した時期とが対応している。

最終氷期における大陸氷床氷の分布と $\delta^{18}\text{O}$ の変動 (I)

加藤 喜久雄 (名大・水圏研)

最終氷期における大陸氷床氷の $\delta^{18}\text{O}$ の変動を推定する有力な手段として、深海堆積物における底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ の変動を用いることができ、大陸氷床氷の量の変動、すなわち海水量の変動は海水準変動から推定できる。この両者の関係、大陸氷床氷の $\delta^{18}\text{O}$ の変動と量の変動関係から、最終氷期における大陸氷床氷の $\delta^{18}\text{O}$ と分布の時系列変化の様子を推定することが可能であることはすでに示した。

しかし、推定した結果をチェックするためにも、それ以上に最終氷期における大陸氷床氷の $\delta^{18}\text{O}$ と分布の時系列変化をより正確に把握するためにも、それらに関する情報を収集する必要がある。

そこで、北アメリカ大陸に存在したローレンタイド氷床の $\delta^{18}\text{O}$ と、その融解水がミシシッピ川からメキシコ湾へ流出した時期に関する情報を得る方法を検討した。

そのひとつは、北極域カナダに存在する地下集塊氷である。マッケンジー河口デルタ地帯には永久凍土特有の氷体として、ビンゴと地下集塊氷が存在する。およそ12,000年BP以降に生成したと考えられるビンゴの $\delta^{18}\text{O}$ は個体ごとに大きく変動するが、地下集塊氷の $\delta^{18}\text{O}$ は個体ごとの変動があまり小さくなく、 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直分布は上に向かって小さくなる傾向をしめす。そこで、地下集塊氷からえたボーリング・コア中に存在した泥層について、 ^{14}C 年代測定をおこなった。

22mのコアの上から11.2m、21.2m、21.5mの深さに存在した泥層の年代は、14,270年BP、17,000年BP、17,070年BPと測定された。これらの年代値と $\delta^{18}\text{O}$ 垂直分布が上に向かって小さくなる傾向が

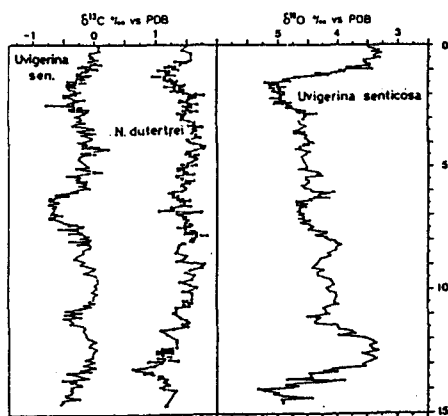


図1 東太平洋のパナマ海盆からえられたコアV19-30に含まれる底生有孔虫(*Uvigerina*)の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ 垂直分布、浮遊性有孔虫(*N. dutertrei*)の $\delta^{13}\text{C}$ 垂直分布

ら、この氷体がローレンタイド氷床の残体である可能性も考えられる。もしそうであれば、ローレンタイド氷床の $\delta^{18}\text{O}$ に関する情報が得られることになる。

ローレンタイド氷床の融解水のメキシコ湾への流出の検出に関する情報は、メキシコ湾からえた海洋堆積物の有孔虫の研究から得られる。図1に示した東太平洋のパナマ海盆からえられたV19-30コアに含まれる底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 垂直分布は、海水の $\delta^{18}\text{O}$ 変動の標準とされている。図2には、メキシコ湾からえられた深海底コア、DSDP Leg-96 site-619における浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 垂直分布を示した。

堆積速度が数mm/1,000年の遠洋性コアに比して、DSDP Leg-96コアでは数m/1,000年と大変大きい。そのため時間分離が大変良く、短期間の出来事の記録を読み取ることも可能である。図1に比べ、図2におけるスパイク状の $\delta^{18}\text{O}$ の極小の時期や、また浮遊性有孔虫自体が存在しない時期は、ローレンタイド氷床の融解水がメキシコ湾へ流出した時期である可能性が考えられる。しかし、そのためには正確な年代を知る必要がある。そこで、DSDP Leg-96コアについて ^{14}C 年代測定を行っている。それらの結果をふまえて、有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ の変動、さらには $\delta^{13}\text{C}$ の変動についても考察する。

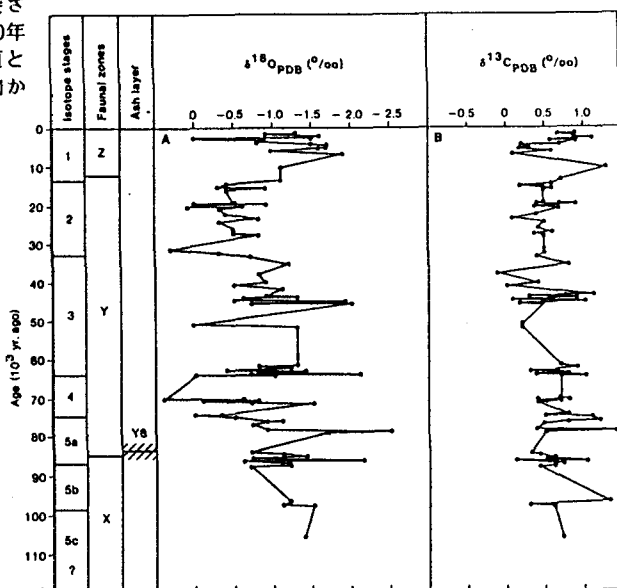


図2 メキシコ湾からえられたコアDSDP Leg-96 site-619に含まれる浮遊性有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta^{13}\text{C}$ 垂直分布

極域大循環と内部重力波 (第2報)

山中大学(山口大・教育)

1. はじめに

前回は、極域対流圏に見られる直接子午面循環(極循環)が海陸分布に大きく依存する熱的駆動(不均一冷却)では説明し得ないこと、中層大気同様に内部重力波による南北方向加速が第一義的な駆動源と考えられること(「放射-重力波平衡」)、その場合の循環は所謂Hadley循環の存在域を除く中高緯度全域にわたるものと考えられること、を述べた。この2種の循環の和としての正味の子午面循環は物質輸送から要請される半球1個の直接循環的なものとなる。中緯度のデータ解析では傾圧不安定波に伴う所謂Ferrel間接循環が現れるが、準地衡風運動の定常成分による循環はCharney-Drazinの非加速定理により実には消失すべきものであり、非定常成分も結局は地衡風調節を通じた重力波効果に他ならないとの見通しを示した。

その後、気象学会等において、重力波フラックス(の発散)を赤外放射のそれと同様に定式化することを提案し、大気運動の普遍的な「ゆらぎ」としての重力波の場の理論の研究を開始した。放射・重力波の何れも今なお観測が不充分のため、定量的議論は非常に困難である。今回は、今述べた定式化を取入れた方程式をもとに、極循環の様式を決める種々のパラメタについて定性的な議論を展開する。

2. 支配方程式

Leovy(64)が中層大気を用いたのと同形の

$$\begin{cases} -f\bar{v} = \bar{F}, & f\bar{u} + \partial\bar{v}/\partial\varphi = 0, \\ -(N^2/I)\bar{T} + \partial\bar{v}/\partial z = 0, & I\bar{w} = \bar{G}, \\ \partial(\bar{v}\cos\varphi)/\cos\varphi + \partial(\rho_0\bar{w})/\rho_0\partial z = 0 \end{cases} \quad (1)$$

から出発する。但し諸変数は従来の水平一様放射平衡「静止」状態からの摂動ではなくて、

$$\begin{cases} \partial\bar{\phi}_0/\partial z = (N^2/I)T_0, & T_0 \equiv T_0(z); \\ \partial\bar{\phi}_0/\partial\varphi = -fU_0, & U_0 \equiv U_0(\varphi) \end{cases} \quad (2)$$

で表わされる基本「運動」状態からの摂動である。(2)は剛体回転($U_0 \equiv U\cos\varphi$)による均一角運動量分布、東西(昼夜)大気交換による水平

一様放射平衡を仮定する。また外部パラメタは

$$\begin{cases} \bar{F} \equiv F_0 - \alpha'\bar{u}_{\text{total}} \equiv \alpha'(U_0 - \bar{u}_{\text{total}}) \equiv -\alpha'\bar{u} \\ \bar{G} \equiv G_0 - \alpha'\bar{T}_{\text{total}} \equiv \alpha'(T_0 - \bar{T}_{\text{total}}) \equiv -\alpha'\bar{T} \end{cases} \quad (3)$$

と定式化するが、この α' が重力波効果を代表する($U_0 \neq 0$ が従来のRayleigh「摩擦」と異なる)。

(1)の第5式から子午面流線関数 $\bar{\psi}$ が

$$\bar{v} = -(1/\rho_0\cos\varphi)\partial\bar{\psi}/\partial z, \quad \bar{w} = (1/\rho_0\cos\varphi)\partial\bar{\psi}/\partial\varphi \quad (4)$$

と定義できる。一方(1)と(3)を用いると

$$\bar{v} = -(\alpha'/f)\partial\bar{\psi}/\partial\varphi, \quad \bar{w} = -(\alpha'/N^2)\partial\bar{\psi}/\partial z \quad (5)$$

が得られる。両式から $\bar{\psi}$ または $\bar{\psi}$ に関する1本の式が得られるが、これを解くためには α と α' が既知でなければならぬ。

3. 極循環の定性的理論

α と α' の決定は次の機会に詳述することとし、極循環の基本的性質を考察する。まず、Coriolis係数 f は本来の地球自転 Ω によるものに帯状流による遠心力(メトリック)効果を含め

$$f \equiv [2\Omega + (U_0 + \bar{u})/a\cos\varphi]\sin\varphi \quad (a: \text{地球半径}) \quad (6)$$

と一般化できるが、後者の効果は極域($\varphi \rightarrow \pm\pi/2$)では無視できるとは限らない。(1), (3), (6)から

$$\bar{u} = (2a\Omega + U)\bar{v}\sin\varphi/(\alpha\alpha' - \bar{v}\tan\varphi) \quad (7)$$

となり、 \bar{u} の符号が $\bar{v}=0$ または $\bar{v}=\alpha\alpha'/\tan\varphi$ となる所を境に逆転することがわかる。また極近傍では $\bar{u} \approx -(2a\Omega + U)\cos\varphi$, つまり

$$U_0 + \bar{u} \approx -2a\Omega\cos\varphi, \quad (8)$$

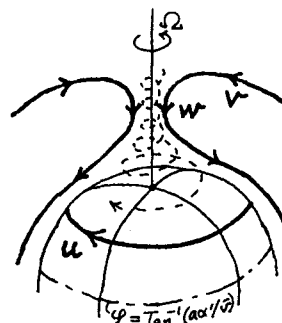
従って帯状流は U や α' によらない極中心の慣性円運動となる。この極偏東風の存在領域は、

$$\tan\varphi = \alpha\alpha'/\bar{v} \quad (9)$$

を満たす緯度 φ より高緯度側にある。極では $\bar{v}=0$ となるから、

(9)を満たす緯度は子午面循環の低緯度限界より一般に高緯度側に来る。

結局、極域での空気塊の運動は、右図の破線で示したようなヘリカルなものとなる。



最近の衛星観測に基づく

成層圏温度の年々変化について

廣岡俊彦（気象大学校）

I. 序

最近 Angell (1987) は、ロケットゾンデ・データ（期間は 1973-85 年）を用いた解析で、上部成層圏に気温の長周期変動が見られることを報告している。彼は、この気温変動を、約 11 年周期の太陽黒点変動（最近では 79 年が極大で 86 年が極小）と結びつけているが、データ期間が短いことや、ロケット基地が北米大陸を中心とした領域にしか分布していないことから、その断定は避けている。そこで今回は、1978 年末以来蓄えられている衛星データを用いて、上部成層圏の気温の長周期変動を全球的に解析した。

II. 結果

TIROS/NOAA 系の極軌道衛星により得られた赤外放射観測資料は、英国気象局の手で解析され、1-2・5・10・20・100mb の各レベル間の層厚値として、5 度毎の緯度・経度格子点上に与えられている。解析期間は 1978 年 11 月末から 1986 年 12 月末までの約 8 年間である。ここでは、各層厚値を絶対温度単位 (K) に変換して解析を行なった。

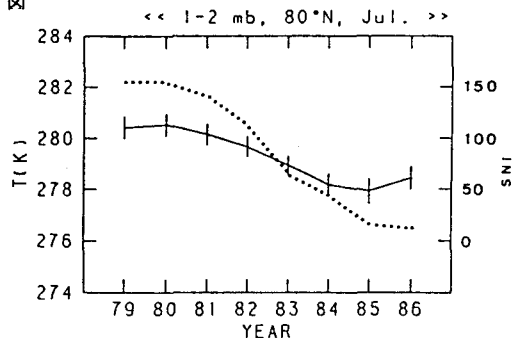
上部成層圏の冬期は、不規則に生起する突然昇温のため、気温の長周期変動が分りにくい。そこで、比較的穏やかに季節進行が行なわれる夏期の気温について、主に解析を進めた。図は、1-2mb 面間の気温を 80°N の緯度円に沿って平均し、それを更に 7 月について月平均した値の、1979 年から 86 年までの経年変化を示したものである。又、Angell の主張に関連して、年平均した太陽黒点数 (SNI) も載せている。この図では、80 年から 85 年にかけて、3 K 程度の気温の減少が見られる（エラーバーから分るように、夏期における日々変化は、これよりもずっと小さい）。北半球の他の緯度帯でも、変化傾向はほぼ同じであった。又、この経年変化は、下層に行くほど不明瞭となり、10mb 面以下ではよく見えなくなる。

冬期に関しては、突然昇温の影響が比較的小さい低緯度地方に注目すると、やはりベースとなる気温は、夏と同様の経年変化を示していた。尚ここには図を載せていないが、南半球でも、やや不明瞭ながら同様の変化傾向が見られた。

III. 検討

この気温変動と太陽黒点数との関連については、まだデータは 11 年という 1 サイクルをカバーしていないものの、図から分る通り、両者の位相はよく一致している。この現象は近年話題のオゾン・ホール現象そのものとは直接関係ないと思われるが、それに伴うオゾン量の年々変化の影響を、部分的には受けているものと考えられる。いずれにせよ結論を下すには、データの更なる蓄積と並んで、オゾンと太陽放射量の年々変化を考慮した、気温の変化幅に関する定量的な議論が必要である。

図



実線は、1-2mb 面間の気温を、80°N で帯状平均し、更に 7 月に関して月平均したものの経年変化で、エラーバーは、31 日移動平均からの各日の偏差から求めた 7 月の気温標準偏差を表す。年平均した太陽黒点数 (SNI) の経年変化は点線で示している。期間は 1979 年から 86 年。

* 参考文献

Angell, J. K., 1987: Mon. Wea. Rev., 115, 2569-2577.

南半球中・高緯度における大気循環の変動

掛川英男(筑波大・環境科学), 安成哲三, 河村武(筑波大・地球科学系)

1. はじめに

van Loon (1967) は、鍋底型の変化を示す南極域の気温の季節変化と、中緯度での正弦波型気温変化との差から、一年に2回気温の南北傾度が極大となり、半年周期の大気循環のパターンを示す可能性について論じた。この側面は、昭和基地とその北方のマリオン島の間の東西指数の季節変化からもみられる(Fujii, 1981)。これらの変動は南極大陸沿岸域の低気圧活動、すなわち南極氷床への水蒸気輸送とも深くかかわりを持つ。そこで、大気循環の変動は気圧場の変動として現れることから、気圧データに対して時系列解析を行ない、卓越周期による地域差を明らかにすることを目的とする。

2. 資料と解析方法

資料は、ヨーロッパ中期予報センター作成の緯度 $2.5^{\circ} \times$ 経度 2.5° の一日一回の対流圏等圧面高度の解析値データで、1980年から1984年の5年間分を用いた。南緯 30° 以南を南半球中・高緯度として、約 1000 km の間隔で120個の格子点も間引いて選択し、それぞれの等圧面高度の時系列に対してスペクトル解析(MEM)を行った。

3. 結果

ここでは1年周期と半年周期について記述する。図1は 1000 mb の等圧面高度時系列の卓越周期を各地点ごとのグラフから読みとった分布図である。1年周期は中緯度の大陸上ならびにその東側の海上で卓越する一方、南極大陸沿岸、特に西南極側で半年周期が顕著に現れている。 500 mb (図2)では広範囲に渡って1年周期が卓越する。半年周期は南極大陸上ならびに 50°S 付近の太平洋上などで目立つ。 500 mb の等圧面高度の変動は 1000 mb と 500 mb の気層の温度の反映ととらえられるので、気温の季節変化が1年周期成分と半年周期成分のどちらが強いかとよみかえることができる。隣接する地点で異なる周期が卓越することは、境界地域の大気の流れの変動と密接な関係があるので、 1000 mb と 500 mb の卓越周期の分布が異なることは、下層と上層の大気の変動は一致した方向にないことを示唆する。今回は主観的に判断した卓越周期にもとづいて分布図を作成したが、秘表では定量化し客観化するとともに、季節内変動周期成分に対する地域特性についても示したい。

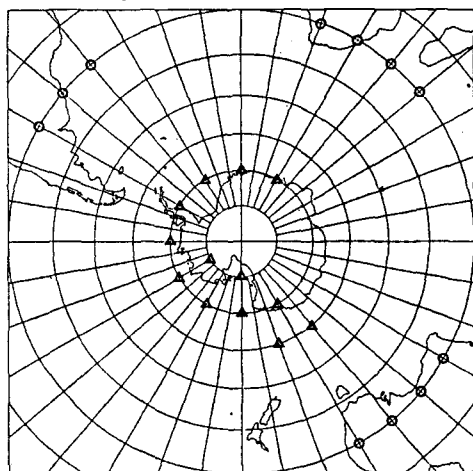


図1. スペクトル解析によって得られた卓越周期の空間分布
(1000 mb : O:1年周期, Δ:半年周期)

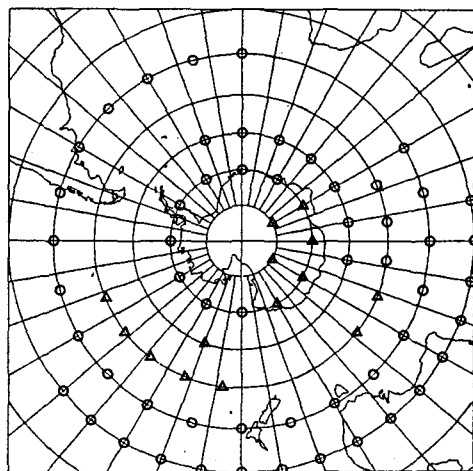


図2. スペクトル解析によって得られた卓越周期の空間分布
(500 mb : O:1年周期, Δ:半年周期)

北半球雪氷面積の年々変動と気候

土屋 巖 (香川大学・農)

1. はじめに

地球規模の気候変動を診断するための指標は、気温、降水、海水温、海水位、雪氷面積、偏西風強度など多数あるが、指標の根拠となる観測値とその代表性やそれらの気候的意義についての吟味が、必しも国際的に統一されているわけではなく、研究者によってかなり異なった表現になることも多い。気温の器械観測に基づく近年の気候変動に關してのさまざまな表現があり、また、北半球雪氷面積の推移についても同様の問題がある。

ここでは、代表的な専門誌に発表された気候指標に關連したいくつかの論説に加えて、テクニカルレポートなどのいわゆる gray literature の形で発表された報告や資料類を照合して、最近の北半球雪氷面積の推移と地球規模の気候変動との關係を検討する。

2. 雪氷面積の推移

北半球雪氷面積の総合的表現は、1966年11月のESSA-3の測定値編集に始まる。この累年データに基づく、1970-73の雪氷面積増加を根拠にしたKukla & Kukla (1974)の気候への影響論もあって、雪氷面積累年データについての関心が高まったと言える。しかし、この論文に示された雪氷面積は、その後の他の研究者の数値よりもかなり大きい。現在、NOAAのNESDISでは北半球雪氷面積のデータベース化を進めているが、気候指標として使うための整備と公表過程には不明の部分が多く、同じNOAA部内で1973以前の数値が過小評価であると表明している例もある(Ropslewski, 1986)。

Barry (1985)のまとめた報告では、1967-84の期間では1978-79に最大面積が表示され(Matson 未刊原図)、雪氷面積の永年変動幅がかなり大きいことがわかる(オノ図参照)。しかし、同じデータベースに基づく報告(Matsons, 1981)では1977年よりも小さくなっていた。

3. 地球規模の気温推移

1981年には、器械観測以来の北半球の気温は最高になったが、その後低下傾向が発生している。これについては多数の報告があり、それらの比較照合も多く発表されている。ここでは、Hansen & Lebedeff (1987)が、1958-85について図化したものと、前述の雪氷面積の推移とを対比して図1に示す。

雪氷面積は地質時代的時間尺度では地球規模気温と逆比例すると表現できるが、~100年程度までは診断は困難である。しかし、若干の年数の遅れを含めて、いくつかの相互作用による気温への反映が考えられる。

なお、観測地帯の都市化による気温上昇についての考慮はあまりないので、上高気温のほうが代表性が良いことになる。Angell (1988)のエルニーニョとエルニニョ噴火の効果を検討したものである、1960-86の850-300 mbの北半球温度に永年の傾向は認められないが、噴火による寒冷化を算定している。

4. その他の気候指標の推移

1) 海水位 大局的には雪氷面積の推移に逆の位相で変化すると考えられやすく、現在の永年傾向は上昇であるが、日本を含む東南アジアやかつて大陸氷床の下や周辺になっていたアラスカとスカンジナビアには海水位下降傾向があり、Barnett (1984)の指摘のように、23 cm/100年の上昇は地球規模温暖化の証拠にはなりにくい。

2) 海水温 エルニーニョ現象関連海域の海面温度偏差は長く調べられているが、また永年の上昇傾向の報告もあるが、測定法の変化と測定密度の問題もあって、気候指標としての代表性の認定が困難である。

3) 大気大循環 数値的表現の困難なものであるが、Lambが1972年に発表した英国周辺の西風日数の算定方式で延長計算を加えた1861-1976の永年変化では(Lamb & Maerth, 1978)、1950年代以後西風日数は

減少傾向にある。西風日数とアイスランド海域の氷域面積との相関が -0.54 、氷域面積と北半球気温との相関が -0.64 になっている。1960年代以後、北海周辺で有義波高 H_s が年に 0.034 m 上昇し、 H_s の50年再現値が、1960年の 12 m から1990年の 18 m になり得るという報告があるが(Carter & Draper, 1988)、大気大循環の変動を経由した雪氷面積の反映を示唆している。

5. 気候指標の解釈とcross-check

図1に見られるように、雪氷面積が10年間に最小から最大まで平均値の20%を越す変化を示したのに対して、気温への反映はあまり明白でない。しかし、北大西洋の有義波高の変化は、大気大循環の変化の発生を示唆している。他方、気候モデルによる雪氷効果検証では、エーロゾル増加による寒冷化が、雪氷なしで -1.4°C 、雪氷モデルを入れると -2.1°C になる(Jung & Bach, 1987)。

雪氷面積を気候指標として使うためには、

データ標準化などの整備や、同一分野の別々の研究や分野の違う研究に基づくcross-checkが必要になる(たとえば Ellsaesser et al., 1986)。

参考文献

- Angell, J. K. (1988): J. Geophys. Res., 93, D4, 3697-3704.
 Barnett, T. P. (1984): ibid., 89, 7980-7988.
 Barry, R. G. (1985): DOE/ER-235, 111-148.
 Carter, D. J. T. and L. Draper (1988): Nature, 332, 694.
 Ellsaesser, H. W. et al. (1986): Rev. Geophys., 24, 705-722.
 Hansen, J. and S. Lebedeff (1987): J. Geophys. Res., 92, D11, 13345-13372.
 Jung, H. J. and W. Bach (1987): Theor. Appl. Climatol., 38, 222-233.
 Kukla, G. J. and H. J. Kukla (1974): Science, 183, 709-714.
 Matson, M. and D. Wismet (1981): Nature, 289, 444-456.
 Lamb, H. H. and H. T. Moerth (1978): Geogr. J., 144, 1-22.
 Ropalewski, C. F. (1986): Snow Watch '85, 105-108.

(A): 北半球雪氷面積($\times 10^6\text{ km}^2$)

Barry (1985) の
Matson 未刊原図より
(12か月移動平均)

(B): 北半球季節別
気温(1951-80平均
との偏差)

Hansen and
Lebedeff (1987)
より

実線は Angell and
Korshover (1983)
を延長計算したもの

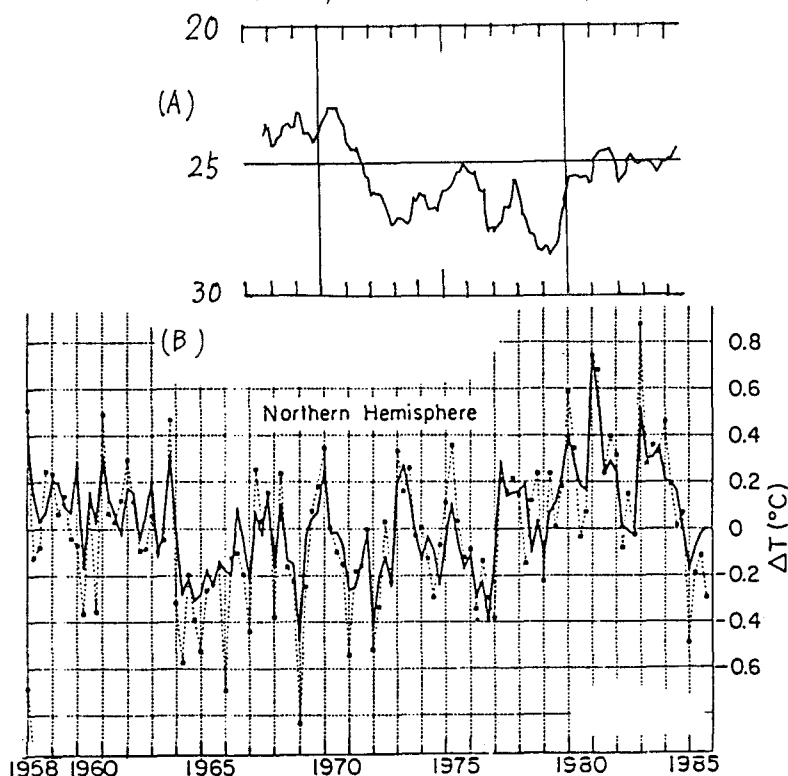


図1 北半球雪氷面積および気温の推移

極域大気の大気熱収支と水収支

増田 耕一 (東京大・理)

地球上のエネルギーと水の循環の中での極地の役わりを考えるために、ここではまず Nakamura & Oort (1988) にならって、緯度 70° 以上の両極圏の大気の大気エネルギー収支を考えてみる。(図1参照)

$$\frac{\partial E}{\partial t} = F_{\text{rad}} + F_{\text{adv}} + F_{\text{sfc}} \quad (1)$$

$$\text{ただし } E = \frac{1}{A} \iint (C_p T + gZ + Lq) \frac{dp}{g} dA$$

大気の大気エネルギーを鉛直積分したもの。

F_{rad} : 大気上端での正味放射。

$$F_{\text{adv}} = \frac{1}{A} \iint (C_p T + gZ + Lq) v \frac{dp}{g} dx$$

70° の緯度内を横切るエネルギーの水平移流を極域の面積 A で割ったもの。

F_{sfc} : 地表からの正味エネルギーフラックス密度

また、水蒸気の収支を考える。

$$\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t} = Q_{\text{adv}} + Q_{\text{sfc}} \quad (2)$$

$$\langle q \rangle = \frac{1}{A} \iint q \frac{dp}{g} dA \quad \text{気柱水蒸気量}$$

$$Q_{\text{adv}} = \frac{1}{A} \iint q v \frac{dp}{g} dx \quad \text{移流 (面積あたり)}$$

$$Q_{\text{sfc}} = \text{蒸発} - \text{降水}$$

本研究では、FGGE (1978年12月-79年11月) の1年間のデータを使って(1)、(2)の各項を計算する。 E , F_{adv} , $\langle q \rangle$, Q_{adv} は ECMWF (ヨーロッパ中期天気予報センター) 作成の FGGE III b データから求める。 F_{rad} は Nimbus 7 衛星の Earth Radiation Budget MATRIX データのうち狭視野センサーによる観測値から求める。 F_{sfc} , Q_{sfc} は残差として求める。FGGE データについては増田 (1988a), 本研究での計算方法については Masuda (1988b) で説明した。大気データの鉛直の積分範囲は 50 hPa から地表までとし、鉛直積分した質量発散が消えるように風の場を修正した。また F_{rad} は全地球平均・1年平均の正味放射が0になるよう補正した。

なお、Nakamura & Oort は、 $\partial E / \partial t$ と F_{adv} を Oort (1983) の 1963-73 年のラジオゾン

データを Campbell & Vonder Haar (1980) の 1966-77 年の多くの衛星による放射収支解析によって求め、残差として F_{sfc} を得ようとした。しかし南極圏では Oort の解析による子午面循環が強く $F_{\text{adv}} > 200 \text{ W/m}^2$ というありえない値になったため、南極圏の F_{adv} と F_{sfc} には大気大循環モデル (Manabe & Hahn, 1981) の結果を採用している。

熱収支の結果を表1、2に Nakamura & Oort と比較して示す。北極圏の F_{sfc} は、いずれの解析でも、夏に下向き、秋から冬に上向きで年平均では0に近い値になっている。南極圏では、本研究の F_{sfc} は常に上向きで値も大きい。 70°S 以南の海による移流がこれほど大きいとは考えにくく、また F_{rad} は南極でも北極と同様の精度をもつので、FGGE データによる F_{adv} が (Oort の解析の場合と逆に) 現実より小さすぎると考えられる。その原因としては、(a) 本研究で計算からはずした 50 hPa より上 (位置エネルギーが大きい) に極向きの流れがある、(b) 地表付近のカタバシなどの熱輸送への寄与が、鉛直の層のきざみがあらいのためによく表現されていない、(c) 質量発散の補正の際に発散の誤差が高さによらないと仮定しているがこれが正しくない、などの可能性がある。

水収支の結果を表3、4に示す。北極圏、南極圏とも約 150 mm/年の降水の過剰となっている。符号は水の流出があることと調和している。量については今後検討したい。

熱収支・水収支解析の精度を上げるためには、観測の強化もさることながら、FGGE の教訓を生かした4次元同化の改善 (まず質量保存をくずさないこと、さらに可能ならば地表付近と成層圏の層をふやすこと) が有効だろう。しかし4次元同化は人手や計算機資源を必要とする一か、予報モデルの物理過程への依存や斜面の上の大気中の物理量の空間相関の定式化など困難な問題もある。観測点データを直接使った収支解析を試みる価値はある。

表1 北極圏(70°-90°N)のエネルギー収支 単位: $W m^{-2}$
カッコ内は Nakamura & Oort (1988) の結果 [本文参照]

月	$\frac{\partial E}{\partial t}$	F_{rad}	F_{adv}	F_{sfc}
1	-3.6 (-1.6)	-157.7 (-164.1)	148.2 (112.8)	6.0 (49.7)
2	3.9 (3.7)	-152.7 (-145.5)	135.3 (93.5)	21.3 (55.7)
3	23.3 (16.1)	-137.3 (-121.5)	122.5 (93.8)	38.0 (43.8)
4	14.5 (24.6)	-78.9 (-78.3)	97.0 (96.0)	3.7 (6.9)
5	17.8 (25.3)	-42.2 (-37.1)	78.7 (82.4)	-18.7 (-20.0)
6	24.2 (21.3)	-7.5 (1.1)	81.5 (80.8)	-49.8 (-60.6)
7	4.9 (3.4)	-1.0 (4.7)	72.8 (85.0)	-66.9 (-86.3)
8	-18.6 (-16.5)	-70.5 (-49.6)	77.0 (88.1)	-25.1 (-55.0)
9	-20.6 (-28.7)	-139.1 (-126.0)	99.0 (102.2)	19.5 (-4.7)
10	-22.3 (-25.7)	-170.0 (-166.4)	95.1 (115.7)	52.5 (25.0)
11	-12.2 (-14.0)	-168.1 (-164.5)	117.0 (114.3)	38.9 (36.2)
12	-20.9 (-6.9)	-163.1 (-161.7)	104.4 (116.3)	37.7 (38.5)
全年	0.9 (0.0)	-107.1 (-100.7)	102.2 (98.4)	4.0 (2.4)

表3 北極圏の水収支 単位: mm/月 (全年は mm/年)

月	$\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t}$	Q_{adv}	Q_{sfc}
1	-0.2	7.9	-8.1
2	-0.2	9.2	-9.4
3	2.9	11.8	-8.9
4	-0.1	8.5	-8.6
5	2.8	10.9	-8.1
6	4.9	19.8	-14.9
7	3.2	20.2	-17.0
8	-6.0	17.8	-23.8
9	-2.5	20.8	-23.3
10	-2.9	9.7	-12.6
11	-1.4	13.2	-14.6
12	-1.3	4.0	-5.3
全年	-0.7	153.8	-154.6

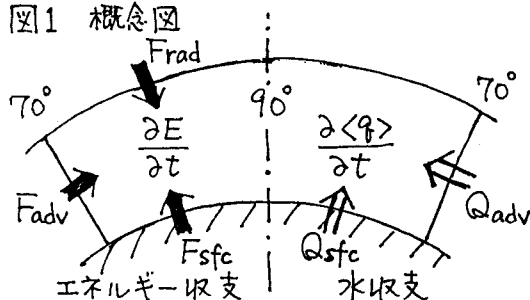
表2 南極圏(70°-90°S)のエネルギー収支 単位: $W m^{-2}$

月	$\frac{\partial E}{\partial t}$	F_{rad}	F_{adv}	F_{sfc}
7	0.0 (-4.8)	-124.4 (-130.2)	35.7 (143)	88.7 (7)
8	3.1 (1.0)	-123.0 (-122.6)	65.4 (128)	54.5 (6)
9	5.5 (7.9)	-115.8 (-99.1)	78.8 (121)	42.5 (5)
10	9.8 (21.3)	-89.9 (-62.6)	72.8 (113)	26.9 (2)
11	33.1 (24.4)	-50.9 (-37.6)	63.6 (64)	20.3 (-8)
12	12.3 (11.1)	-23.4 (-13.5)	26.4 (39)	9.3 (-33)
1	4.6 (-1.3)	-36.0 (-10.1)	31.0 (33)	0.4 (-42)
2	1.1 (-9.8)	-77.9 (-71.7)	48.5 (55)	28.3 (-13)
3	6.8 (-13.1)	-122.4 (-105.6)	58.9 (78)	56.8 (11)
4	7.2 (-15.0)	-143.8 (-148.3)	59.1 (105)	77.5 (17)
5	17.6 (-13.5)	-137.0 (-134.8)	70.0 (126)	49.4 (9)
6	11.9 (-9.1)	-130.3 (-139.0)	70.5 (139)	47.9 (7)
全年	0.7	-97.9 (-89.6)	56.7 (95.3)	41.9 (-2.7)

表4 南極圏の水収支

月	$\frac{\partial \langle q \rangle}{\partial t}$	Q_{adv}	Q_{sfc}
7	0.1	11.2	-11.1
8	0.0	10.6	-10.6
9	0.2	14.9	-14.7
10	0.1	12.3	-12.3
11	1.3	12.4	-11.1
12	0.9	5.0	-4.1
1	-0.8	10.6	-11.4
2	0.4	16.3	-15.9
3	-0.5	14.5	-15.0
4	0.2	11.6	-11.4
5	-0.6	17.0	-17.5
6	-0.6	12.8	-13.4
全年	0.8	149.1	-148.3

図1 概念図



参考文献

- Campbell & Vonder Haar (1980): Colo. State Univ. Atmos. Sci. Paper No. 323.
 Manabe & Hahn (1981): Mon. Wea. Rev. 109, 2260-2286.
 増田 (1988a): 天気, 35, 5-19.
 Masuda (1988b): Tellus, 40A (in press).
 Nakamura, N. & Oort, A. H. (1988): J. Geophys. Res. - Atmosphere (in press).
 Oort (1983): NOAA Professional Paper 14.

南極成層圏における気温とオゾン変動の相互関係

川平浩二（富山高専） 広岡俊彦（気象大学校）

1. 序

南極オゾンホールに関連した気象要素の変動としては、下部成層圏春季気温の年々の低下が報告されている (Chubachi, 1986; Iwasaka and Kondoh, 1986). 一方、低温化はオゾンホールの成因に関する化学反応説 (Solomon et al., 1986; McElroy et al., 1986) や力学説 (Tung et al., 1986) の前提条件となっている。これらの説も、いまもって確定には到っていないが、米国の南極観測キャンペーンによる報告によれば、Tung等のいう上昇流は顕著ではなかったとのことから、化学反応説が有力視される傾向にある。しかしながら、オゾンホールの要因を考えていく際に、気温低下傾向の様相を掴むこと、およびその原因を考えていくことは、根本的解明のために不可欠な問題の一つである。

このような観点から、Kawahira and Hirooka (1987) は 南半球下部成層圏 (13 km 高度) における帯状平均気温の全季節および全緯度の年々変動の様相を調べた。1980年から1985年にかけての変化から、南極域の春季のみならず、夏期を含む全季節、中緯度を含む全緯度において、年々の気温低下が生じていることを見いだした。更に、南北温度傾度の解析から、極域の気温が最も低い冬季の南北気温パターンの持続期間が、オゾンホールの深まりに対応して年々長期化していることも見いだした。

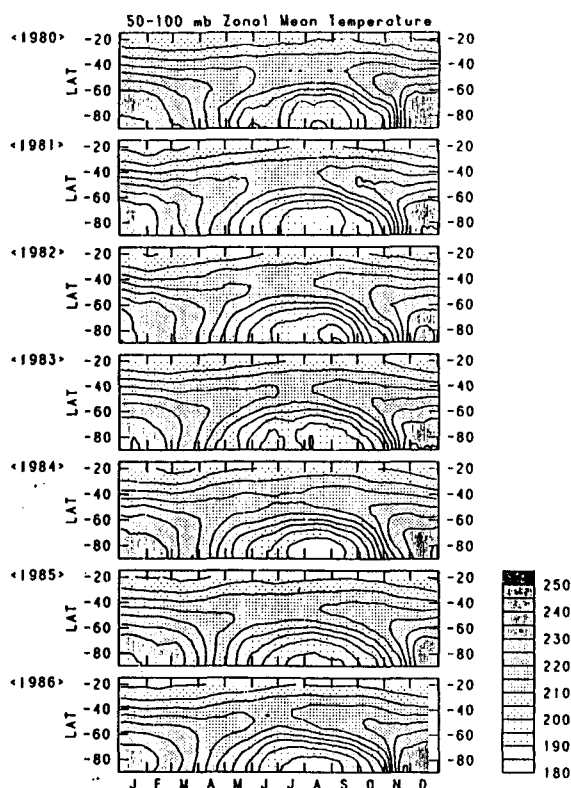
このような事実に基づいて、気温低下と炭酸ガス増との関連、気温低下とオゾンホール出現のシナリオを提案した。今回は、更に解析を進めて気温低下の様相を詳細に調べ、オゾンホールとの関連を考察した。

2. 成層圏気温分布の年々変化と変化量

前回のシンポジウムにおいて、南半球 100-200 mb 層 (約 13 km 高度) の気温の年々変化を示した。今回は、同様な解析を 50-100 mb 層 (約 18 km 高度) について行った。

第1図は、1980年から1986年にかけての 20°S 以南の変化を示している。8月の極域に注目すると、1984年と1983年以前と比較すると、明らかな気温低下傾向を見ることが出来る。この変化は、100-200 mb 層の変化傾向とよく似ている。

第1図 1980年—1986年の50-100mb層の気温の季節および緯度変化



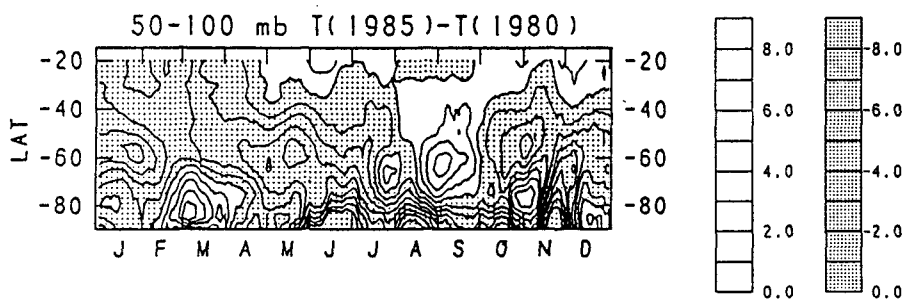
この傾向をもっと明らかにするために、1980年と1985年の気温変化量をみたのが第2図である。影をつけた部分は1985年が1980年に比べて気温が低いことを示す。8月の中緯度から高緯度にかけてと、3月の極域を除けば、全体として1980年から1985年にかけて冷却傾向が明らかである。特に極域では秋季、冬季および春季ともに気温低下が著しく、4°C以上の変化が見られる期間もある。昇温傾向の領域は、変化量としては冷却に比べて小さいが、興味ある変化を示しているように思える。

第2図と同様な変化を、100-200 mb 層についてみたのが、第3図である。この高度では、さらに冷却傾向が顕著であり、3,4月以外は全体として低温化傾向にある。また極域ほどこの傾向は著しい。夏季にも低温化の見られることは、重要なことである。これらは、オゾン減少の顕著な下部成層圏で、ほぼ全季節、全緯度帯において気温低下が生じているという、Kawahira and Hirooka(1987)の指摘をさらに明確にしたと、考えられる。

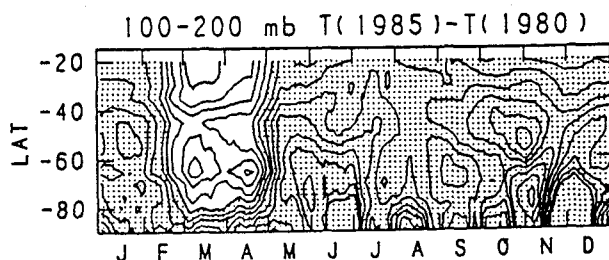
3. まとめ

気温低下が南半球の下部成層圏についてみると、春季の極域のみならず、時間的および空間的に大規模に生じていることが確認されたと思える。最近のHeath(1988)の論文によれば、total ozone の1979年から1986年にかけての変化は、全球で減少しており、とくに南北極域の春季に著しいことが報告されている。この傾向は、ここで述べた気温変化と類似している。

この気温変化をオゾン減少による冷却化とみる、NASAのグループの試みも出てきている。同じく、気温変化からオゾン減少を考える立場も、現在オゾンホールメカニズムが確定されてない状況では、対等に並ぶものとする。著者等はこの観点から炭酸ガス増加とオゾンホール出現および年々の深まりが関連しているとの作業仮説を立てて、解析等を進めて行くことにしている。



第2図 50-100mb層における 1980年と1985年の気温変化量。影をつけた部分は気温低下を示す。



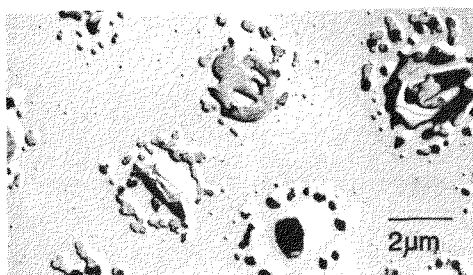
第3図 100-200 mb 層の1980年と1985年間の気温変化量

南極大気中のサルフェイトエアロゾルの季節変化

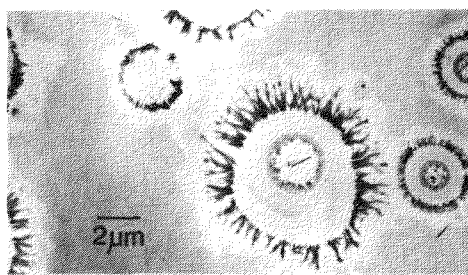
—イオウの収支に関連して—

大和政彦 岩坂泰信 銭 公望 小野 晃 (名大 水圏研)
西尾文彦 (国立極地研) 深堀正志 岡田菊夫 (気象研)

1. はじめに 南極大気は太陽光強度が強く季節変化をし、それが二次エアロゾル(サルフェイト粒子)の生成率に大きな影響を与えている。前回、サルフェイト粒子は、夏季にはほぼ純粋な硫酸粒子(図1)、冬季には一部アンモニア化した硫酸粒子(図3)が卓越していることを報告した。今回はサルフェイト粒子の粒径分布を測定し、ガスから粒子への変換、または粒子の大気中からの除去などを考慮し、南極大気中の硫黄の季節的な収支を考える。
2. 観測 エアロゾルの採集は27次南極越冬隊で1985年12月から1987年2月の期間昭和基地及び内陸のキャンプで実施した。エアロゾルは二段のインパクターで採集し、カルシウム薄膜との反応より硫酸成分やアンモニア化度を同定し、炭素膜上に採集した粒子にシャドーイングを施しデジタイザーで粒径を測定した。
3. 結果 図2に夏季に内陸キャンプ(G11)で採集された硫酸粒子の粒径分布を示す(これは絶対的な値ではないが定性的には十分特徴を読み取れる)。粒径範囲は $0.02\mu\text{m} < r < 0.5\mu\text{m}$ であり、 $r=0.06\mu\text{m}$ にモードがあり(図2(a))、小さいエアロゾル粒子の濃度が高い。また、他の領域には通常存在しない $0.3\mu\text{m} < r$ のかなり大きい硫酸粒子が存在する(図2(b))。一方、冬季に昭和基地で採集された粒子は $0.02\mu\text{m} < r < 0.2\mu\text{m}$ の範囲であり、夏季と同様 $r=0.06\mu\text{m}$ にモードがあるが(図4)、夏季に比べ全濃度は小さい。冬季には夏季に比べ小さい粒子の割合が少ないことと、夏季に存在した $0.3\mu\text{m} < r$ の大きな粒子がほとんど存在しないことが夏季のエアロゾルとの顕著な相違点である。
4. 考察 夏季には硫黄を含むガス先駆物質(たとえば SO_2)が光化学的に酸化され硫酸粒子へ核形成、成長するため、硫黄はガス相から粒子相へと変換される。 $0.3\mu\text{m} < r$ の大きな硫酸粒子が存在することは他の地表付近の領域のエアロゾルには見られない夏季の南極エアロゾルの注目すべき特徴である。このような大きな硫酸粒子は南極周辺海域には存在しないため、これらの粒子は周辺海域から輸送されたのではなく、南極大気中のその場で生成されているものと考えざるを得ない。粒子の全体の質量は冬季より夏季の方が大きい。他領域より大きな粒径の硫酸粒子を生成されうる環境であるということは南極大気はちょうど成層圏と類似した特殊な環境であるということができる。つまり南極大気中には降水によるエアロゾル粒子の有効な除去過程が存在しないため、生成された粒子は大気中から容易には除去されず、長時間にわたって粒子が大気中で成長できるわけである。一方、冬季には光化学酸化過程が存在しないので、冬季に存在する硫酸粒子は夏季に生成され除去過程から免れ生き残ったエアロゾルまたは周辺領域から輸送されたエアロゾルと思われる。夏季に $0.2\mu\text{m} < r$ に成長した大きな硫酸粒子は、冬季までには重力沈降によって大気中から地表へ除去され、濃度が減少していくものと推察される。従って、硫黄成分は冬季には一方的に大気から地表へ運ばれていると考えられる。

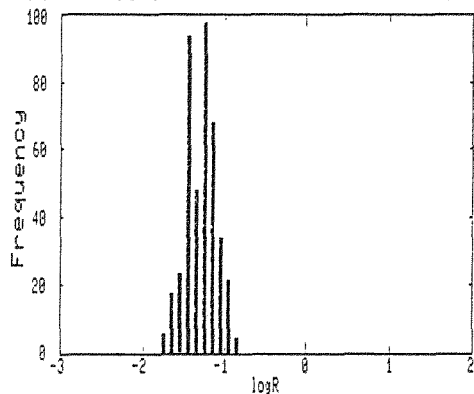


(a) 粒子の形態

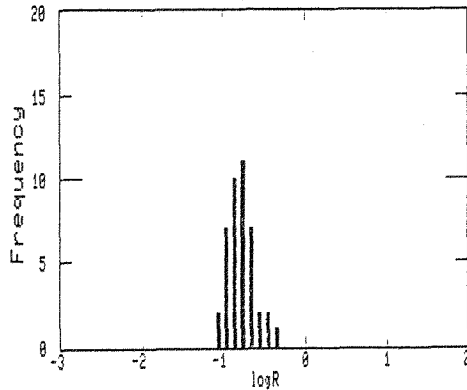


(b) カルシウム反応リングの形態

図1 夏季のエアロゾル粒子（内陸キャンプG11、'87,1/12）

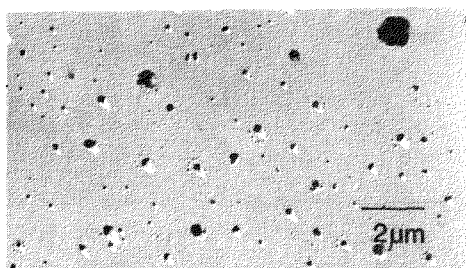


(a) インバクター後段

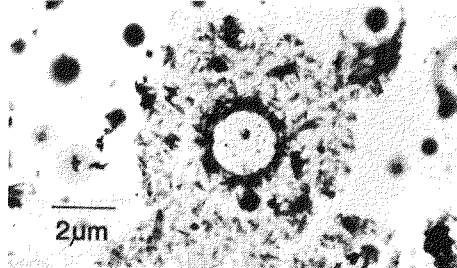


(b) インバクター前段

図2 夏季のエアロゾルの粒径分布（内陸キャンプG11、'87,1/12）

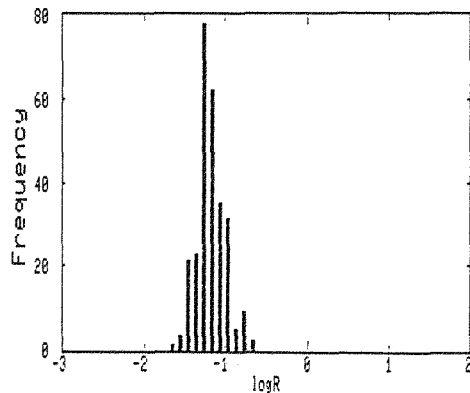


(a) 粒子の形態



(b) カルシウム反応リングの形態

図3 冬季のエアロゾル粒子（昭和基地、'86,8/17）



インバクター前段

図4 冬季のエアロゾルの粒径分布（昭和基地、'86,8/17）

みずほ高原の飛雪に含まれる有機成分

大田浩一(名大水研)、西尾文彦(極地研)、長田和雄(名大水研)

はじめに

地球化学試料に含まれる有機物の種類と量は、有機物の生産者(陸上高等植物、プランクトン、バクテリア、人間活動など)の違いと、環境中での変質(光化学分解、生物学的分解、異性化等の構造変化)の進行過程によって大きく変化する。このため有機成分の組成はエアロゾルや水中の粒子の起源と輸送過程を明らかにする上で有用な知見を与えるものと考えられている。特に有機溶媒で抽出される炭化水素、アルコール、エステル、脂肪酸などの脂質成分はその量が比較的少ないにもかかわらず、情報量が豊かであるためにこれまで多くの研究が行われてきた。

南極の飛雪、積雪試料に含まれる無機成分については既に研究が開始されているが、南極における物質輸送に關するより多くの知見を得ることを目的として、いくつかの地点で採集した主として飛雪試料に含まれる有機成分を分析した。またこのために必要な高沸点および揮発性脂質の両方についての数量分析法を検討した。

方法

飛積試料はポリエチレン-ポリプロピレン容器に採集し、積雪試料はポリカーボネートコアラ-で採取した。採集はみずほ高原と昭和基地で行なった。

分析は試料中の有機成分のうち高沸点脂質成分について先ず検討した。この成分の分離には有機溶媒抽出が必要であり、中性・酸性両物質と共に得るには酸性での抽出が適す。そこで試料をビーカーに移し、室温で融解後濃硫酸滴量を加えて酸性(pH 2)に調整した。この水溶液に、回収率をチェックし、定量的内部標準とするためのノナン酸(C₁₉直鎖飽和脂肪酸)を加え、かくはんした。抽出は最少量の溶媒で目的を達するために、クロロホルムおよび酢酸エチルを用いた振とうによって行なった。

抽出された中性・酸性両物質の同時分析のために酸性物質はBF₃-メタノールによってエステルに誘導した。溶媒抽出およびエステル化処理の際に多用される脱水剤には微量の有機物の混入が認められたので脱水操作はすべて省いた。

脂質成分の分析には前処理として、通常シリカゲルカラムクロマトや薄層クロマトによる分画操作が実施されるが、操作過程で脂質のコンタミネーションが認められたので、分画操作を避け、ガスクロおよびGC-MSによる直接分析を行なった。ガスクロ分析にはSE30スクイブライ-カラム-ソルベントカット導入を用い、GC-MSでの分析にはSIM高感度検出法を用いた。

結果

みずほ高原と昭和基地の飛雪試料に含まれる高沸点脂質成分としては炭素数C₁₄、C₁₆、C₁₈、C₂₀の遊離脂肪酸が検出された。これら以外の炭化水素、エステル、アルコール等の濃度は検出・定量限界以下であった。遊離脂肪酸は飽和および不飽和の両種が認められたがいずれも極めて微量(C₁₄、1 ppb以下)である。試料採集容器、有機溶媒、器具からの混入物と区別して正確に定量することは極めて困難であった。

みずほ基地の積雪試料は融解時に乳白色析出物を与えた。これをアセトンで溶解し、ヘキサンからくりかえし再結晶したところ無色微細結晶が得られた。これは炭素数16から成る飽和および不飽和アルコール類液体であった。この極性物質の由来については化学構造の解析と並んで検討中である。

以上の高沸点脂質成分の地理的分布、起源等について報告する。

南極みずほ基地での地吹雪による物質輸送量

長田和雄、樋口敬二 (名大 水圏研)

1 はじめに

南極みずほ基地(高度2230m)では、年平均風速が約11m/sで、地吹雪の観測される日数は、一年の約80%(280-300日)を占めている。みずほ基地のような斜面下降風地域において、一旦堆積した積雪を再配分する地吹雪という現象は、雪(水)の輸送とともに、雪に含まれる物質を輸送する役割を持つ。斜面下降風地域は、南極大陸でかなりの面積を占めており、南極氷床における物質循環を考える際に、地吹雪による物質輸送の見積りは、幾つかの循環過程における位置づけを知るために重要である。ここでは、みずほ基地を一年間に地吹雪により通過する物質量を見積る。さらに、氷床流動と大気境界層での物質輸送量についても見積り、地吹雪による物質輸送量と比較する。

2 見積りに用いたデータと計算方法

地吹雪： みずほ高原でほぼ通年にわたり採取した飛雪(積雪の削剝による雪粒子のみか、または、降雪と混合した雪粒子を雪面で採取)に含まれる溶存主要成分の分析結果を図1に示す(Osada et al., 1988)。飛雪に含まれる溶存主要成分の濃度の変化(特に NO_3^- や SO_4^{2-})から二つの季節(夏:106日間と冬:259日間)に分けて考えることにする(図1)。それぞれの季節について、1982年から1985年にかけての地吹雪の有無と日平均風速(JARE Data Report No.86,101,107,125)を平均して用い、吹雪移動量の最大値(Kobayashi, 1978)を計算した。

境界層： この場合厚さの取り扱いが難しいので、地吹雪の高さを考慮して、雪面から30mの高さまでの範囲を考えることにする。みずほ基地での風向が一年を通してほぼ一定なので、卓越風向に直交する幅1kmを通過する大気輸送量を、前述した季節区分の期間について1982-1985年の日平均風速から求めた。大気中の物質の濃度は、みずほ基

地で1986年の2月と6月に採取されたエアロゾルの濃度を用いた(Kanamori et al., 1988)。

氷床流動： みずほ基地の氷厚を2000m、簡単にするために、表面から基盤まで流動速度も密度も深さ方向に一定として表面流動速度16m/yr(西尾ら1985)、密度 900Kg/m^3 を用いると、みずほ基地で流線に直交する幅1kmを一年間に通過する流動量は、水にして $2.9 \times 10^{10} \text{Kg/Km yr}$ である。溶存主要成分の値は、みずほ基地で得られた700mコアの結果(本予稿集の藤井ら、1988)と、バード基地で掘削されたコアの結果(Palais and Legrand, 1985)を考慮して、厚さ2000mの氷床中に含まれる物質濃度の平均値について、最大値と最小値を推定し、その値について考えることにした。

3 結果

地吹雪： 鉛直方向に物質の濃度が一様であるとして、夏と冬の溶存主要成分の濃度の平均値と、吹雪移動量の最大値(夏： $3.56 \times 10^6 \text{Kg/Km season}$ 及び冬： $3.05 \times 10^9 \text{Kg/Km season}$)から計算した物質輸送量及び年間物質輸送量を表1に示す。表1から、 Na^+ や Cl^- では年間物質輸送量の約85%、 NO_3^- や SO_4^{2-} では約60%が、冬にそれぞれ輸送され、残りは夏に輸送されると考えられる。しかし、区分した季節の夏の吹雪移動量の最大値が、年間の吹雪移動量の最大値の10%しか占めていないことは、注目すべきことである。

境界層： 境界層内での物質の濃度と風速を鉛直方向に一様であるとして、夏と冬の主要成分の濃度と、大気輸送量(夏： $2.58 \times 10^{12} \text{m}^3/\text{Km yr}$ 及び冬： $8.06 \times 10^{12} \text{m}^3/\text{Km yr}$)から求めた物質輸送量と年間物質輸送量を、表2に示す。表2から、 Cl^- の冬の物質輸送量は、年間物質輸送量の65%を占め、夏に35%が輸送されるのに対し、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 及び Na^+ の冬と夏の物質輸送量は、ほぼ同量である。また、夏の大気輸送量が年間の大気輸送量の24%しか占めない傾向は、地吹雪の場合と類似する。さらに、

NO_3^- の年間物質輸送量は、他の物質に比べて一倍多いことも、注目すべきことである。

氷床流動： 厚さ2000m の氷床中に含まれる物質濃度の平均値について推定した最大値及び最小値と、氷床流動量から求めた年間物質輸送量を、表3に示す。

4 各循環過程での年間物質輸送量の比較

各循環過程の年間物質輸送量を合計した量と、その合計量に対して各循環過程の年間物質輸送量の占める割合を、表4に示す。氷床流動による年間物質輸送量の見積りに幅があるため、厳密な比較はできない。しかし、ここで考えている各物質循環の中で、地吹雪による年間物質輸送量は、全体の5%から22%を占めていることが、表4からわかる。

表1 地吹雪による物質輸送量の見積り

	Na^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
濃度 ($\mu\text{g/l}$)				
夏 (n=26)	27	107	315	199
冬 (n=19)	26	70	67	30
物質輸送量 (Kg/km season)				
夏	10	38	112	71
冬	79	214	204	92
年間物質輸送量 (10^3 Kg/km yr)	0.9	2.5	3.2	1.6

表2 大気境界層(30m)での物質輸送量の見積り

	Na^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
濃度 (n g/m^3)				
夏 (Feb. 24)	49	40	745	155
冬 (Jun. 14)	18	25	180	49
物質輸送量 ($10^3 \text{ Kg/km season}$)				
夏	1.3	1.0	19	4.0
冬	1.5	2.0	15	4.0
年間物質輸送量 (10^3 Kg/km yr)	2.8	3.0	34	8.0

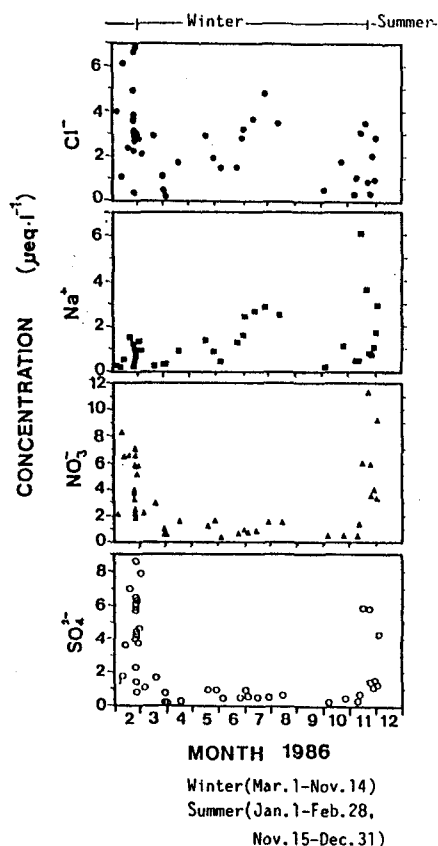


図1 みずほ高原における溶存主要成分の濃度の変化と季節の区分

表3 氷床流動による物質輸送量の見積り

	Na^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
推定した平均濃度 ($\mu\text{g/l}$)				
最大値	50	30	160	70
最小値	10	20	50	30
年間物質輸送量 (10^3 Kg/km yr)				
最大値	15	23	46	20
最小値	3	6	15	9

表4 年間物質輸送量の合計に対する各循環過程の割合

	Na^+	Cl^-	NO_3^-	SO_4^{2-}
年間物質輸送量の合計				
最大値	18.7	28.5	83.2	29.6
最小値	6.7	11.5	52.2	18.6
(10^3 Kg/km yr)				
地吹雪 (%)	5-13	9-22	5-6	5-9
境界層 (%)	15-42	10-26	11-65	27-43
氷床流動 (%)	80-45	80-52	55-29	68-48

みずほ700mコア解析に基づく極域物質循環（序）

藤井理行・波辺興重（国立極地研究所）、神山孝吉（京都大学理学部附地物研究施設）

極域の水床は、地球規模の気候系を強く規定すると同時に、気候の温暖化や寒冷化、大気循環系の変動、海洋や陸の環境変動（火山活動、乾燥域の拡大）を長期にわたって記録する。1982年から5ヶ年間実施された東クイーンモッド地域雪氷研究計画では、長期の気候・環境変動を研究目的として、みずほ基地で氷床中層掘削が行われ700.56m深（推定年代、8～9×10³年前）までのコアが得られた。コア解析は、共同研究として、さまざまに行われているが、ここでは、固体微粒子（直径0.63μm以上）濃度、安定酸素同位体組成（ $\delta^{18}O$ ）、電気伝導度および化学主成分のこれまでの分析結果から、南極を中心とした物質循環の変動を考える。

みずほコアでは、固体微粒子濃度、電気伝導度や $\delta^{18}O$ が、440m深付近（約5,000年前）を境に大きく変化する。 $\delta^{18}O$ の深度130～440mでのプロファイルは、後氷期の南極における寒冷期を示している。この時期は、固体微粒子濃度が高いが、藤井・波辺（1987）は、この時期、オーストラリアが乾燥化していたことから、南極の寒冷化→南半球における気候帯の北方シフト＝亜熱帯高圧帯の北方シフトによる中緯度大陸の乾燥域の拡大、という過程を考えた。

化学主成分の分析例はまだ少ないが、Na⁺には興味ある変動傾向が見られる。Naの起源としては、海塩のほかに“terrestrial salt”が重要であるが、 $\delta^{18}O$ の後氷期におけるNaの96%が海塩起源（Legrand and Delmas, 1988）なので、ここでもNaを海起源の物質と考える。Naの変化の傾向は、固体微粒子濃度の変化の傾向とほぼ一致している。Naと固体微粒子は起源が異なるので、この変化傾向の一致は、氷床内陸部への物質輸送力いいかえれば、大気循環系の変化（低気圧活動の変化）を第一義的に示すものと考えられる。すなわち、 $\delta^{18}O$ の示す南極の寒冷期には、低気圧擾乱が活発で、南極大陸をとりまく海洋や中緯度帯の陸からの物質輸送が盛んであったと言える。NaとSO₄との関係は、440m深付近を境に変わっている。440m以浅では、NaとSO₄はほぼ逆相関であるが、440m以深では逆に、ほぼ正の相関を示している。SO₄の起源としては、海洋（生物）や成層圏エアロゾルなどが考えられ、NaとSO₄の変動の相関が意味するところは、pHの測定結果などと合わせて考える。このように、本発表では、みずほ700mコアの解析から後氷期における南極および南半球スケールの物質循環の変動について考察する。

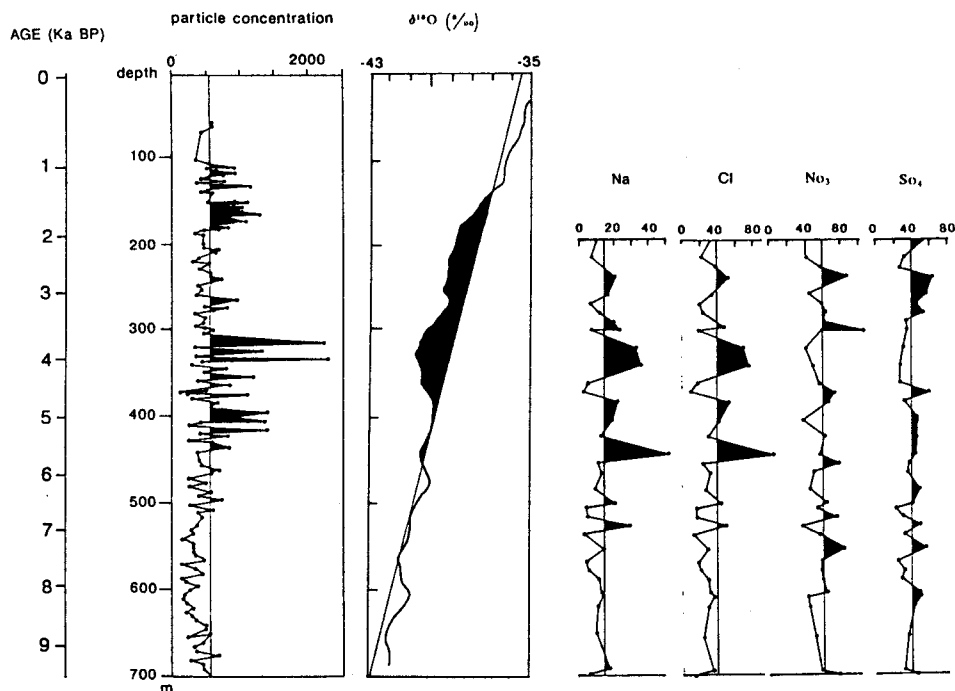


図 みずほ700mコアの固体微粒子濃度(0.05m²中の直径0.63μm以下の粒子数)、 $\delta^{18}O$ およびNa, Cl, NO₃, SO₄各イオン濃度(ppb)

星山 満雄, 西辻 昭 (北大, 応電研)
西尾 文彦, 和田 誠, 渡邊 興亞 (極地研)

1. まえがき

我々は、南極氷床でのアイスレーダによる観測波形の数値解析法について検討を重ね、現時点に於ける解析結果の検証は難しいが、氷底基盤からのエコーをも含む標準的波形について、数値解析を行なうための氷床モデルの確立と、氷底基盤地形状態の推定について報告してきた⁽¹⁾⁽²⁾。

今回は、大和山地附近で観測された、浅い水深部分に基盤からの強いエコーを示す観測波形の氷床下地形の推定について報告する。

2. レーダエコーの要因

レーダエコーは、電波伝搬媒体中の誘電率変化で生じ、表1の様に大別される。

(1) 空気と氷との反射は、クレバスを含む氷床表面からの反射であり、クレバスによる電波の多重散乱の影響と氷床表面形状によるレーダ方程式の取扱いを考慮しなければならない。

(2) 氷床中の反射は、氷床中の密度変化あるいは温度変化による反射であり、各変化量の取扱誤差と氷床中のクラック等による異常反射の影響を考慮する必要がある。

(3) 氷と氷以外の物質との反射は、多種の反射要因が考えられるが、物質の複素誘電率の把握と物質の形状・大きさ・氷床中の分布状態によるレーダ方程式の取扱いを考察しなければならない。

以上の様に、各反射状態に於ける考慮点があり、何れについても直接観測による考慮は

表1 レーダエコー要因

分類	反射要因	考慮点
空気-氷	氷床表面 クレバス	クレバスによる多重散乱 氷床状態とレーダ方程式
氷床中	密度変化 温度変化	密度・温度分布 氷床の状態
氷-物質	火山灰 隕石・岩片 基盤・水	物質の誘電率 物質の形状と分布状態 レーダ方程式

困難を極め、各種情報に基づいた推定による解析領域を出ない現状である。

3. レーダエコーの分類

アイスレーダエコー観測波形を分類すると図1の様に大別される⁽³⁾。

(a) は雪原での波形で、氷底基盤からの反射も観測されている標準的波形である。(b) は裸岩の近い雪原での波形で、岩盤からの複雑な反射が観測されている。(c) は裸岩上での波形で、浅い水深部で岩盤からの強い反射が観測されている。(d) は氷河上での波形で、クレバス・氷中クラックからの反射と思われる反射が深層まで観測されている。

(a) ~ (c) の波形で氷床中の強い反射は、

- (1) 岩盤からの反射
- (2) 氷床移動で削られた岩の小片による反射

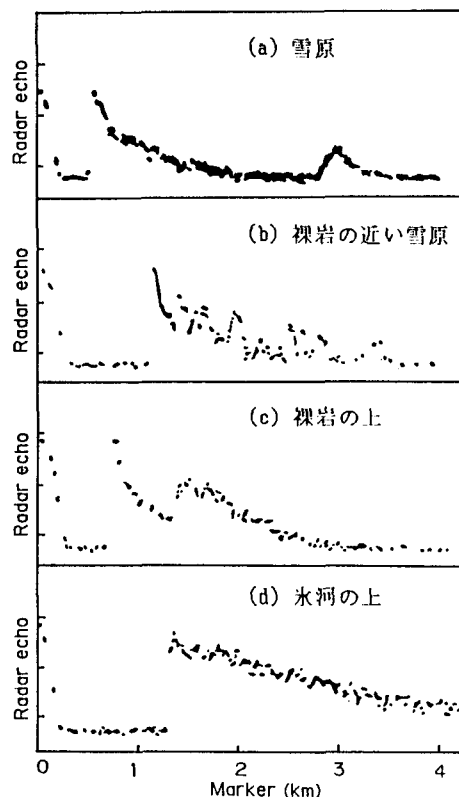


図1 観測アイスレーダエコーの分類

(3) 氷床移動の摩擦熱,あるいは基盤地熱により生じた水による反射
 が考えられ,(a)の標準的波形については,各反射要因について報告済みである(2)。
 今回は,(c)の波形について観測地点が大和山地附近であるため,反射要因を岩盤からの反射として解析を行なう。

4. 解析結果

図1にて,(a)と(c)の氷床表面から岩盤反射が始まる部分までの氷床中反射は同じであるため,密度・温度分布の取扱いは(a)での解析条件に基づき(2),水中密度はSite-IIの実測値,氷床中の温度は氷床表面が -30°C で水深1500mで 0°C とした分布,各水深にて岩盤に接する氷床温度を 0°C とし,岩盤の複素誘電率はCCIR資料Medium dry groundの数値 $15-j0.3$ を用いる。

レーダ方程式による受信電力は,

$$K \cdot \frac{1}{R^n} \cdot \sigma \cdot K' \cdot e^{-2 \sum \alpha R} \quad (\text{dB})$$

ここで, K : アンテナ利得を含む係数, R : 岩盤までの距離, σ : 岩盤の反射係数, K' : 岩盤からアンテナへの散乱係数, e : 減衰量 n はレーダビームと反射面が凹面時 $n=0$, 平面時 $n=2$ である。

今回の解析で,岩盤がレーダビームに対し平面反射ではアンテナへの散乱係数を1としても,岩盤がレーダビームより大きく必要であり実状に合わない。従って,レーダビームと岩盤は凹面反射である必要があり,岩盤面がレーダビーム曲率と物理的に一致する場合と,岩盤の多重散乱による時間的凹面反射の2種類が考えられる。しかし,反射電力の位相情報が測定されていない現状では限定しかねるが,反射面からアンテナへの散乱係数を変化させた解析結果を図3に,解析観測波形を図2に示す。

反射岩盤からアンテナへの散乱係数とは,レーダビーム曲率と岩盤形状が一致しないために生じる係数で,反射岩盤の傾斜と表面の粗さで決まり,観測されていない現状では推測の域をでないが,1/1, 1/10, 1/100, 1/1000の4種類について解析した。

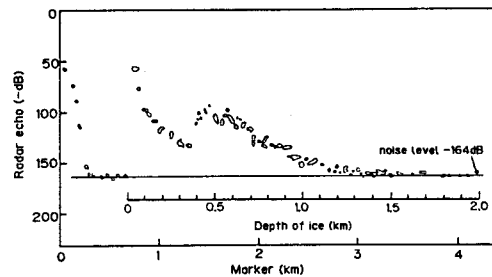


図2 観測波形(大和山地附近)

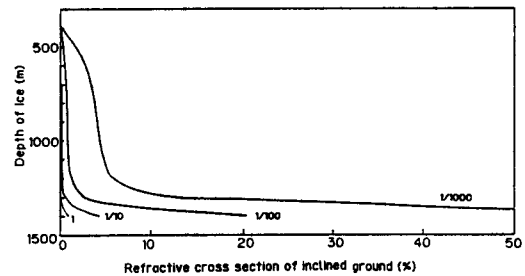


図3 氷深に対する岩盤の割合

5. むすび

大和山地附近で観測された,浅い氷深部分に岩盤からと思われる強いエコーが得られた波形を解析した結果,岩盤表面の粗さ,岩盤と接する氷床温度など今後の観測に依存しなければ真意の程は解らないが,図2より氷深350mから岩盤反射が始まり,600m付近で最大反射を示した後,徐々に少ない反射となる観測結果と,図2で解析結果の限定はできないが観測結果との対応が付き氷床下岩盤地形を推定する事ができた。また,図1の観測波形の,(b)については今回と同様手法で解析できるものと思われるが,(d)の解析については,クレバス等による多重散乱を考慮した解析方法を必要とし,今後の課題である。

文 献

- (1) 泉・西辻・和田・前・楠(1982):
 アイスレーダーエコーの数値解析。
 極域気水圏シンポジウム, 3, 13-14.
- (2) 星山・泉・西辻・和田・前・楠(1984):
 Ice Radar Echoの数値解析(3)。
 極域気水圏シンポジウム, 4, 57-58.
- (3) 西辻・星山・和田・前・楠(1984):
 アイスレーダーエコーの分類。
 極域気水圏シンポジウム, 5, 59-60.

南極氷床の電波散乱特性-179MHz航空機搭載電波氷厚計解析結果

浦塚清峰（通信総研）、 西尾文彦（極地研）、 大前宏和（北大低温研）、
前 晋爾（北大工）

1. はじめに

南極氷床の流動や底面での性質を推定する有力な手段として底面での荒さの情報は有効である。この荒さの情報は航空機搭載電波氷厚計の受信波形から実際のレーダ方程式を用いることにより氷床の電波散乱特性を求めることを通して推定する方法について前回、提案した。この解析法は同時に氷床表面での荒さや、氷床内部での散乱特性についても推定することができる。

179MHzの航空機搭載電波氷厚計のデータから推定できる物理量のうち表面及び底面における電波散乱特性について、特に顕著な性質を持つ場所でのデータを元に調べた。この解析法の有効性の検証と結果の持つ意味について述べる。

2. 氷床表面での散乱特性

氷床表面での散乱特性を散乱係数 σ_s° （単位表面積における散乱断面積）の入射角依存性で調べた。実際の物理的な性格を明瞭にするため、a) クレバス帯での例とb) 通常の雪面での例をそれぞれ第1図a) 及びb) に示す。電波氷厚計のダイナミックレンジの制約から入射角がおおよそ 45° から 80° までの散乱係数の値しか求まらないが、クレバス帯での値の方が通常の雪面に比べ約10dB大きな値をとっている。このことは、クレバス帯における散乱が通常の雪面に比べ大きな入射角に対しても大きいことを示しており、クレバスによる表面の荒さを反映しているものと理解される。

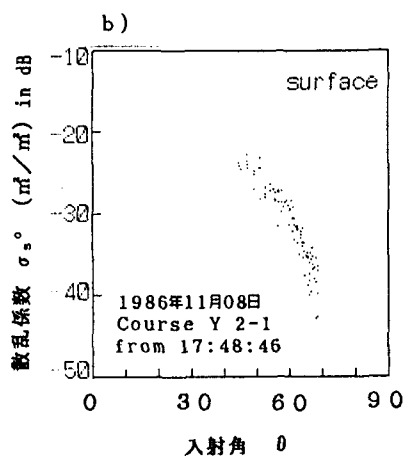
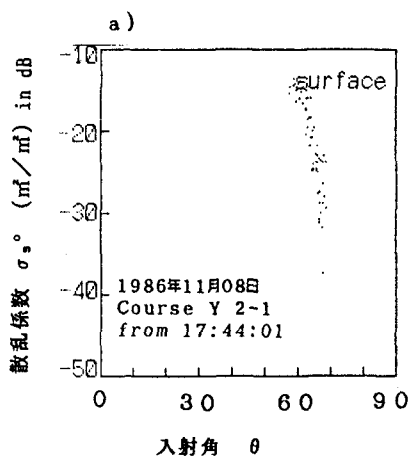
3. 氷床底面での散乱特性

氷床底面の境界における散乱も表面と同様に散乱係数の入射角依存性を調べることができる。ここでも実際の物理的な状況を

明瞭にするため、a) 棚氷及びb) 基盤が確実に海面以上にある場合を比較した。結果を第2図に示す。ここで、解析上本来の散乱係数 σ_R° が、表面の透過係数 Γ と分離できないので便宜的に $\Gamma^2\sigma_R^\circ$ を散乱係数として議論する。第2図a) 及びb) において散乱係数の絶対値は、氷床表面の場合と異なって境界の上下の物質が異なるので、比較することはできないが入射角依存性の相対的な様子は比較することができる。a) は小さな入射角に対しても散乱係数が急激に小さくなるのに対し、b) はむしろランダムである。これは、a) の棚氷の底面の方がなめらかな境界であることを示している。

4. まとめ

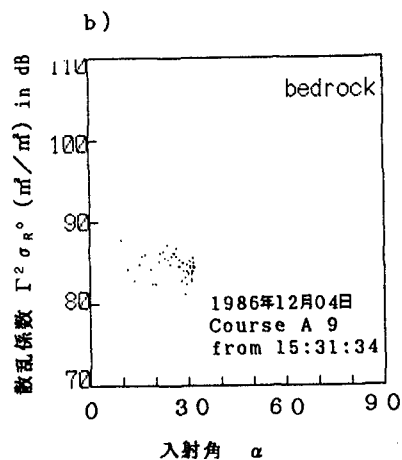
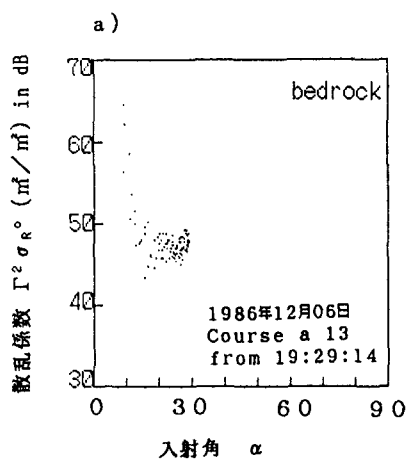
特徴のはっきりした氷床の表面及び底面について航空機電波氷厚計のデータ解析を行い、物理的に異なる性質をもつ場所での散乱特性を調べ比較した。その結果、それらの性質に応じ有為な違いが見られ、この解析の有効性が確認された。また、その結果の示す物理的な意味は、データを取得した場所の物理的状況と非常によく対応を持つものと理解される。但しここで推定した表面の荒さは、電波氷厚計の送信波の波長程度（1.67m）のスケールのものであることは注意しておく必要がある。異なるスケールのものについては、違う周波数のレーダのデータを利用しなければならない。今後、この解析手法による表面及び底面の評価を、観測領域全域について実施する予定であるが、それには入射角依存性から読み取れる情報をより客観的に定量化する必要がある。さらに、ここでは触れなかったが、氷床内部における散乱特性についても検討を進めている。



第1図 氷床表面の散乱特性の推定例（10個のデータの重ね合わせ）

a) クレバス帯での散乱係数の入射角依存性

b) 通常の雪面での散乱係数の入射角依存性



第2図 氷床底面の散乱特性の推定例（8個のデータの重ね合わせ）

a) 棚氷の底面の散乱係数の入射角依存性

b) 基盤高度が海水面より高い氷床の散乱係数の入射角依存性

2つの周波数で見た南極氷床の内部と底面

※大前宏和(北大、低温研)、西尾文彦(国立極地研)、
浦塚清峰(郵政省、情報通信研)、前哲爾(北大、工)

はじめに

航空機搭載あるいは、雪上車載の電波探査計による氷床の内部、底面探査は西南極では、アメリカ、イギリス等によって、東南極では、日本、ソ連等によって勢力的に行われてきた。その結果、イギリス極地研究所発行のフォリオシリーズに見られるような基盤地形図や、内部反射層の分布図等が描かれるようになった。内部反射層の分布や成因を詳細に調べるために、各国共に多周波による探査を実施している。例えば、イギリス隊では、60MHzと300MHz、ソ連隊では、440MHzと620MHzのレーダーを使っている(Kotlyakov & Macheret, 1987)。さらに、共同研究を行い、同一地域で様々な組合せの多周波探査を実施している(例えば、ソ連-イギリス、アメリカ-イギリス-デンマーク等)。日本隊でも東クイーンモッドランド地域で60MHzと179MHzの2周波を使用して探査を行ってきた。同時に、2周波を用いて、氷床内の温度分布を求めるための、数値計算解析法の検討も行われてきた(泉ら、1983)。しかしながら、氷床内部の詳細な解析には至っていない。各国も探査状況と結果から判断するに、現在進行形の様子である。

60MHzと179MHzでは、周波数にして、約3倍の相違があるが、氷の誘電率の周波数依存性から見れば、実験データはないが、ほとんど依存性がないとされている領域に当たる。そこで、実測した反射電波を利用して、この2周波から求められる氷床氷の誘電率に違いが現れるか、即ち、2周波探査によって氷床内部、底面についての新たな情報を抽出することが出来るかどうかに着目して解析を行った。

解析データ

解析は、白瀬氷河主流線上のSSルートで測定した雪上車載の電波氷厚計のAスコープデータを用いた。同一地点で測定した60MHzと179MHzレーダーのAスコープデータから氷床底面での反射強度、氷床内部の電波減衰率を求め、比較した。

解析結果

図1に各周波数で得られた氷床内の電波減衰係数を比較した図を示した。バラツキはあるが、ほぼ比例関係にある。この比例係数(60MHz/179MHz)は、原点を通ると仮定すると、約0.75となった。

図1の結果からは、周波数が大きいくほど氷床中では、電波減衰が大きいと言える。

図2には、各周波数に対する底面反射強度を比較した図を示した。

これもかなりのバラツキがあるが、比例関係にあり、その比例係数(60MHz/179MHz)は、1に近くなった。また、60MHzの値に比べて、179MHzの値は、ほぼ常に小さいこと、その差が約5dBであることがわかる。この差は、基盤岩の誘電率が2周波に対して同じ値であるとする、図1にあらわれた減衰係数の違いとして計算される差よりも小さな値となる。基盤の反射係数に周波数依存性があると考えられる。

今後の課題

航空機搭載による電波探査(179MHzレーダー)の広大な領域と雪上車載による詳細な探査(主に、60MHzレーダー)を同じように取り扱うためにも2周波解析は重要である。その第一段階として、雪上車載電波探査計のデータを解析したが、データ集録時の条件などの違いから、同等に比較出来るデータ数がまだ少ないため、現段階では、詳細な議論をするには至っていない。2周波解析に使用できるデータを増やしつつあるというのが現状である。また、図1、図2にあらわれた差が、送信パルス幅などを考慮しても、有為な差であるかどうかを現在検討中である。

(参考文献)

Kotlyakov & Macheret, 1987, Annals of Glaciology 9, 151-159.

泉ら、1983、第6回極域気水圏シンポジウム講演要旨36-37。

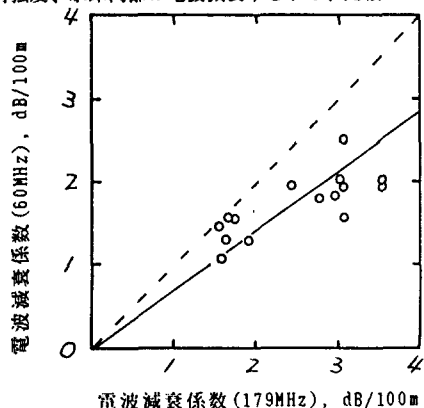


図1. 60MHzと179MHzのレーダーで測定した電波減衰係数

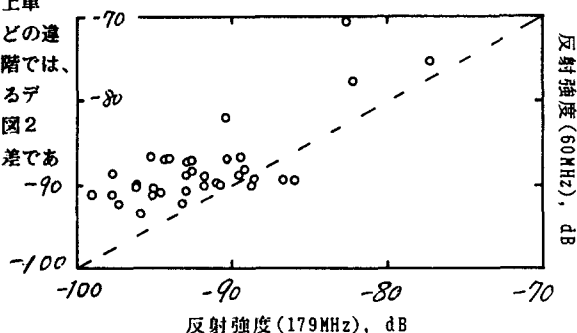


図2. 60MHzと179MHzでのレーダーで測定した氷床底面の反射強度

白瀬氷河の変動

— 流動速度 温度分布からの考察 —

大前宏和（北大・低温研）、西尾文彦（極地研）、浦塚清峰（通信総合研）、奥平文雄（岐阜公営研）、中尾正義（防災センター・雪害研）、川田邦夫（富山大・理）、前晋爾（北大・工）

はじめに 白瀬氷河の氷舌域での流速が南極氷床から流れる氷河の中でも大きく、流域の中流域から河口域にかけて氷厚の減少が起きていることが明らかになってきている。氷厚減少は氷床底面のすべり運動に起因し、底面の氷温が圧力融解点付近になったために、底面すべり運動が起こったと考えられている。しかし、氷床底面の氷温が圧力融解点にあり、底面すべり速度がどの程度あるのかを決めることは、なかなか難しい。ここでは、底面すべり速度や氷床底面での氷温の推定を行い、白瀬氷河の変動を考察してみたい。

氷床底面の温度 氷床流動の定常モデルを用い、現在の氷床内温度分布にもとづいて氷床底面での氷温を推定する。まず、みずほ基地での700mの深さまで測定された温度分布を検討する。図1にみずほ基地で実測された温度分布に定常モデルで求めた温度分布が実線で示されている。計算で求める場合に、積雪量、表面温度、傾斜、流動速度、底面での岩盤からの地殻熱流量などをパラメーターとして与える。この際に、現在の実測された適切な値を与えるようにしても、実測値を表現することはできない。図1から判るように、表面温度および流動速度の相異が大きい、すなわち、みずほ基地の年平均気温（ -33.5°C ）を -34.40°C 、実測された流動速度（ -21m/yr ）を 17m/y と与えることによって、実測値にほぼ一致するような温度分布を得ることができた。この温度分布による氷床底面の温度は、 -0.5°C となり、みずほ基地での氷厚2000mでの圧力融解温度（ 1.5°C ）以上であることがわかる。

一方、白瀬氷河流線沿いでの氷床底面の温度を同じ定常モデルを用いて推定してみる。この地域では、みずほ基地のように温度の鉛直分布のデータがないので、得られた結果の妥当性の評価は困難であるが、みずほ基地で適用したパラメータを用いた。この結果で、白瀬氷河の下流域（G4よりも下流）での底面の氷温は圧力融解点以上であることが明らかになった。このように、みずほ基地や白瀬氷河の下流域では、氷床底面の温度が融解点付近にあることがわかってきた。さらに、図1で水平流動速度が実測値の 21m/yr よりも小さい値で一致している。このことは、みずほ基地付近での氷床の流動速度が加速されていることを示唆しているのではないだろうか。

氷床の速度分布 白瀬氷河流域内での流動速度の実測から、氷床内部での変形速度を求め、底面での底すべり速度を評価する。氷床内部での速度分布を求めるとき、氷床の温度分布が最も重要であるが、氷床氷の構造も重要であるこれらを考察し、白瀬氷河流域での底すべり速度を検討する。

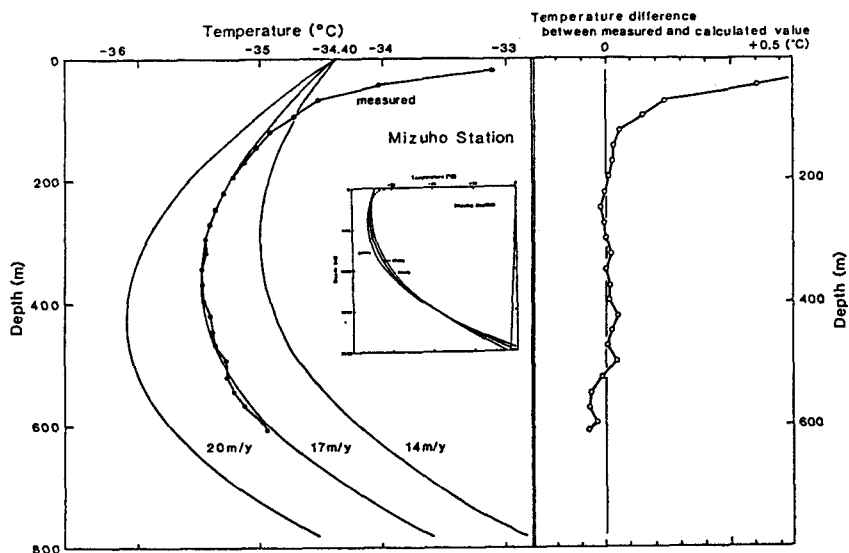
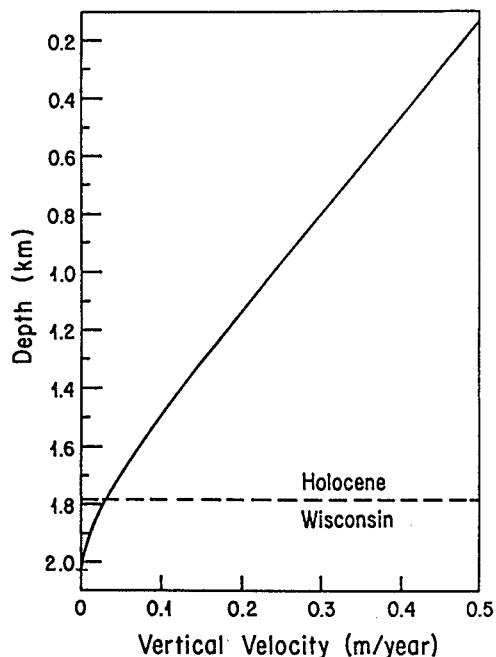
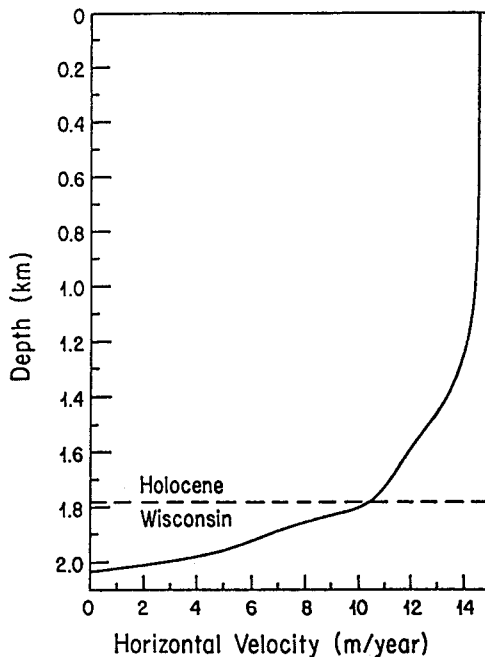


図1. みずほ基地における温度分布の実測(黒丸印)と定常モデルによる温度分布の結果(実線)。

グリーンランド, Dye 3 基地における氷の流動

庄子 仁(富山大), C.C. Langway, Jr. (ニューヨーク州立大バッファロー校)

1981年8月, グリーンランド Dye 3 軟かさを与える Enhancement Factor ; 基地において、氷床表面から2037m深の E_n の値が深さと共に増減し、比較的硬い層底部に至るまで連続した、直径10cmの良質のコア氷試料が採取された(グリーンランド氷床研究計画; GISP)。このコア氷試料からは、各種の解析用試片が切り出され、現在も学際的研究が進められている。このうち、氷の流動の振舞いを理解することを目的として、一軸性圧縮試験がフィールド及び研究室の恒温室内で行なわれた。得られた結果を Dansgaard-Johnsen モデルに適用すると、下図に示すような水平(左図)及び鉛直(右図)方向の流動速度プロファイルが得られる。左図の水平速度は、コペンハーゲン大学が氷削孔形状の時間変化から求めたプロファイルと良く一致している。この水平速度曲線をよく見ると、氷床底部から深さが浅くなるにつれて氷打ちながら速度が増加していることが判る。これは、氷の流動の硬さ・軟かさを与える E_n の値が深さと共に増減し、比較的硬い層と軟かい層との互層構造が存在するためである。 E_n を決定づける要因としては、氷のC軸方位分布と不純物効果とが考えられ、特にC軸方位に強く依存するという実験結果が得られている。こうした硬軟互層の存在は、氷の流動様式を複雑にし、コアの化学解析の結果に基づいて気候変動、特に短期的(≤ 4 年)変動の速度を議論する場合に重要になるとの指摘がある。剪断変形が支配的な流動場では、或る深さにおける夫々の層の thinning rate に相対的差異を生じ、氷の年代-深さ特性に影響を与える。また伸長流動が卓越する場合には、硬い層が分裂したブーゲン構造、或いは膨縮構造の形成に向かう可能性もある。氷床底部や周辺部付近での氷曲形成の理解と共に、これらの造構性流動の研究は、これからこのコア解析にとって大きな課題であらう。



棚氷の分布

— ボードワン棚氷 —

西尾文彦(極地研)、浦塚清峰(通信総合研)、大前宏和(北大・低温研)

はじめに

南極大陸氷床の周辺部には、棚氷が発達し、棚氷の面積は日本の4倍以上、南極氷床の面積の約5%になる。西南極氷床の周辺には、ロス棚氷やフィルヒナ、ロンネ棚氷のように南極で最大規模の棚氷が分布する。一方、東南極氷床の周辺には、アメリ棚氷など規模の大きい棚氷が見られるが、西南極に比べるとあまり発達していない。

昭和基地の西方、約700kmに位置する、あすか基地の沿岸部には棚氷が発達し、ボードワン棚氷と呼ばれる。最近のアイスレーダーによる氷厚測定の結果、セルロンダーネ山脈とやまと山脈を結ぶ線の北方域の氷床は海洋性氷床であることがわかってきた。氷床下の基盤高度が海面下に位置するために、海洋性氷床は海面変動や気候変化と深い関連を持つと考えられる。とくに、棚氷の発達は海洋性氷床の存在に大きな影響を及ぼすと考えられている。ボードワン棚氷の分布と存在条件を述べ、棚氷の調査の重要性を指摘したい。

ボードワン棚氷

棚氷は、氷床が海洋に流出し海水に浮かんでいるものを呼ぶ。棚氷の厚さは、100~400mになり、棚氷の末端になると底面が融解して薄くなる。

ボードワン棚氷は図1に示したように、セルロンダーネ山脈の北方、プリンセス・ラグンヒルド海岸の広い面積を占める。

面積は約30,000km²で、全南極の棚氷面積の約2%を占める。

氷床と棚氷の境界を接地線(grounding line)と呼ぶ。図の中で実線で示した接地線は、アイスレーダーによる氷厚測定から判別した接地線、点線は氷床表面高度から推定した接地線である。ボードワン棚氷の海岸線附近には、氷床表面地形がドーム状をしたアイスライズが存在している。アイスライズは棚氷の底面が着底し、海洋に流出していくのを防ぐ役割を果たすと考えられる。氷厚測定によって確認されているアイスライズは図中に斜線で示した Daewael Ice Riseである。

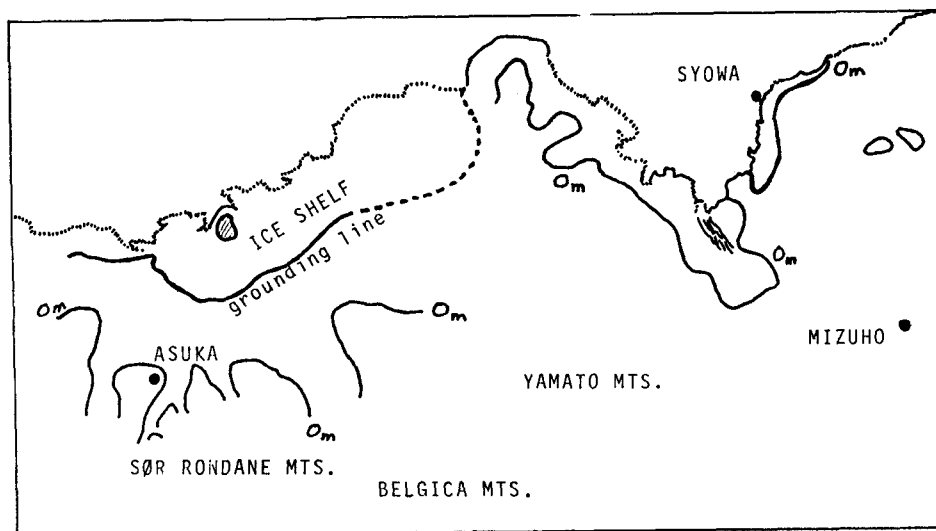


図1、ボードワン棚氷の分布と基盤高度0mの等高線図。ボードワン棚氷は、ICE SHELFと示した範囲。接地線(grounding line)の実線部は氷厚測定から判別した。点線は氷床表面高度から推定した。また、ボードワン棚氷の海岸部にアイスライズ(図中の斜線部)が確認されている。

図1には、氷厚測定によって現在まで判明した基盤高度0mの等高線も示した。昭和基地の南方に位置する白瀬氷河の基盤高度は、白瀬氷河の河口域を除いて、0m以上

であるのに比べて、ボードワン棚氷の南側に存在する氷床の基盤高度は海面下である面積がひろく海洋性氷床と呼ぶことができる。

また、セルロンダ-ネ山脈を流れる氷河の基盤も海面下である所が多く、深いフィヨルド地形を形成しているのが確認されている。

接地線(grounding line)の決定

接地線は氷床氷体が海洋に流出するとき、氷床の底面が基盤から分離し、氷床氷体が海水に浮ぶ位置である。この接地線が氷床との境界線と云える。接地線の位置を推定するためには、氷床表面地形からも推測できるが、もっとも有力な方法はアイスレーダーによる氷厚測定であろう。

① 棚氷の表面地形からの推定

海抜約100m以内で、水平方向に大きく広がり、表面は平坦かゆるやかな起伏をしている氷床表面地形を有した氷床は棚氷と考えてよいであろう。接地線の位置は、図2からも予測できるように、氷床表面高度の急激な低下から、なだらかな表面高度を示す屈曲点付近に存在すると推定できるが、正確な接地線の決定は難しい。

② 氷床断面地形から予測する接地線

図2に示したボードワン棚氷の断面地形を見ると、棚氷の底は、着底している氷床の底面の地形よりも平坦であることが判る。底面の地形の平坦さから接地

線を推定し、海面上の高度と深さを考慮すると浮んでいるか否かの判別もつくので、接地線のおおよその位置を決めることができる。

③ 底面からの電波の反射散乱断面図

アイスレーダーによる氷厚測定で底面からの反射強度を調べると、棚氷の底面からの反射強度は基盤に着底している氷床底面からの反射に比べて高い。したがって、接地線付近では電波の反射強度が大きく変化することを期待できる。しかし、氷床の厚さが異なると氷床氷体中での減衰を考慮しなければいけないので、底面からの反射強度を直接比較することはできない。減衰を考慮した後方散乱断面積を計算し、図2に示した。

後方散乱断面積は、滑らかな底面をもった棚氷からは電波の入射角依存性を有し鏡面反射の性質を有す。一方、基盤に着底した氷床底面からの後方散乱断面積は粗い反射面の性質をもっていることが明らかになってきた。したがって、接地線の周辺で後方散乱断面積の相異を期待できる。図2には、接地線の付近で値に比較的大きな違いを認めることができる。

後方散乱断面積が接地線の決定に有効な物理量か否かを報告する。

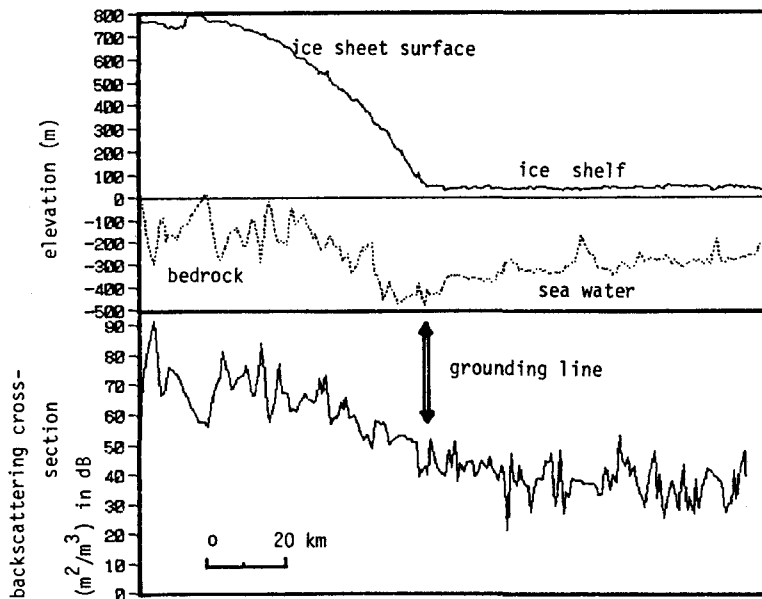


図2アすか基地からブライト湾までの氷床断面と後方散乱断面積

28次越冬中の昭和基地の気象経過について

山本 哲・金戸 進・菅原英敏・荻原裕之（気象庁観測部）

1 概要

南極昭和基地で現在行われている地上気象観測項目は日本国内の気象台（普通気候観測実施官署）とほぼ同様である。すなわち測器による気圧、気温、湿度、風向・風速、全日射量、日照時間、及び目視による雲、視程、大気現象、天気、の観測である。降水量観測は実施していない。積雪を海氷上に雪尺を設置し週1回程度観測しているが値は参考程度のものである。

南極の特徴的な天候としてブリザードがある。雪（降雪・飛雪）による視程障害を伴う強風時の現象であるが、現在次の基準を満たすものをブリザードと定義し統計を行っている。「視程1km未満かつ風速10m/s以上の状態が6時間以上継続すること」

高層観測は日本国内と同様のレーウィンゾ

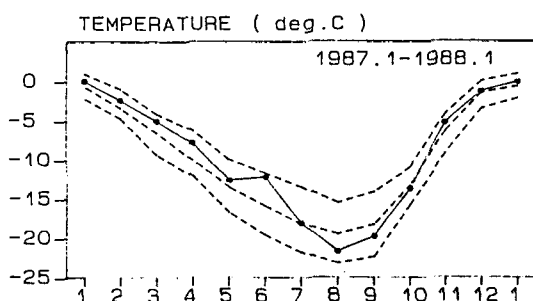
ンデにより、気温、気圧、湿度、風向・風速の観測を1日2回実施している。

発表者らは第28次南極地域観測隊員（気象定常部門）として1987年2月1日から1988年1月31日まで昭和基地で気象観測を行ったので、この間の気象経過の概要を報告する。

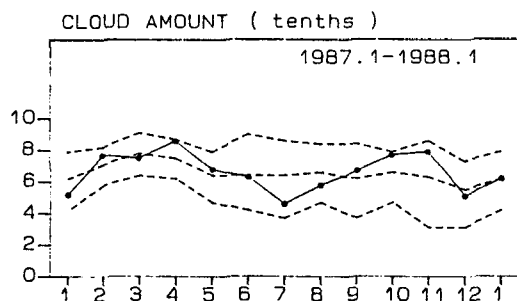
2 地上気象

第1図に気温、風速、雲量、ブリザード日数の年変化を示した。

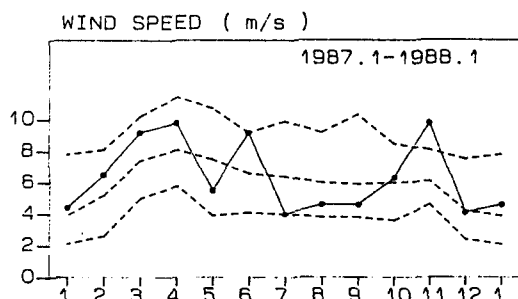
風速は6月と11月にこれまでの最大の月平均風速を記録、他方7月はこれまでの最小となり9月まで弱めで継続した。気温は全年を通じ高めに経過したが7月下旬から9月中旬にかけてはかなり低めとなった。雲量は春、秋に大きく、7、8月は小さい値となった。特に8月は日平均雲量1.5未満の日数が11日と年間（28次）47日の内、約4分の1となるなど雲量の小さい



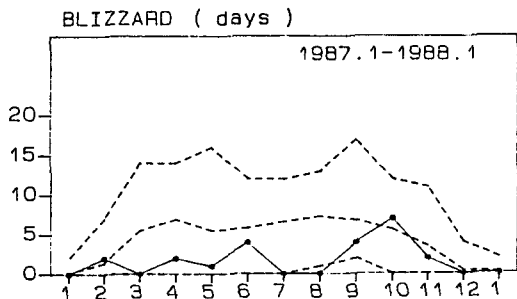
第1図(a) 月平均気温



第1図(c) 月平均雲量



第1図(b) 月平均風速



第1図(d) 月間ブリザード日数

第1図 地上気象観測月別値変化図。実線で結んだ黒丸が1987年から1988年1月の値。破線は中央が準平年値（1957年～1980年）、上下はそれぞれ最大値、最小値（1957～1986年）。

日が多い月となった。

年間ブリザード日数は22日と観測開始以来最少となった。特に7月と8月をはさみ6月9日から9月21日まで105日間ブリザードがなく、きわめて珍しい現象となった。この間は積雪深にはほとんど変化がなかった。

昭和基地では比較的珍しい気象現象として霧雨（12月9日，1月24日），しゅう雨（1月25日），虹（12月23日）などが観測された。

3 高層気象

第2図に高層指定気圧面気温と風（東西成分）を示した。

気温の年変化は500mb面より下層では地上とほぼ同様の傾向を示している。200mbより上層では9月から12月にかけての低温傾向が

顕著である。

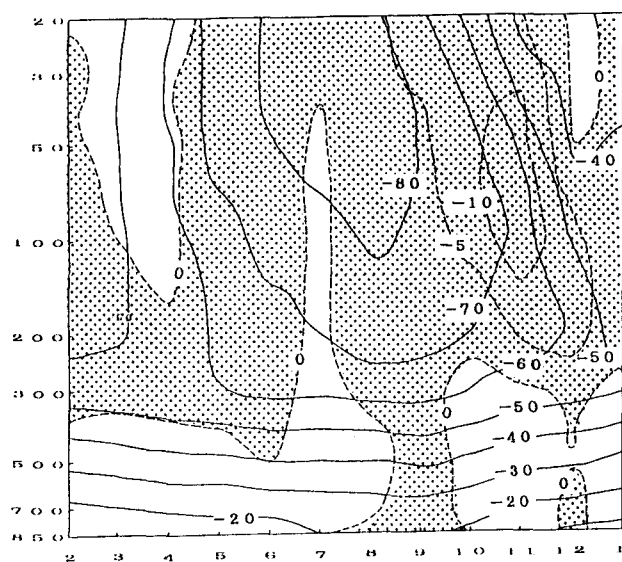
風は概ね累年平均並の変化を示しているが500mbより上層での9月ごろの西風のピークが弱く，例年11月頃起きる東風への変化時期が遅くなっている。

4 まとめ

この1年の気象経過のうち，特に注目される特徴として次の点を挙げておきたい。

（1）冬の好天（7月中旬から9月中旬まで105日間ブリザードが出現しなかったことに代表される）と3～6月，10～11月（特に11月）の荒天。

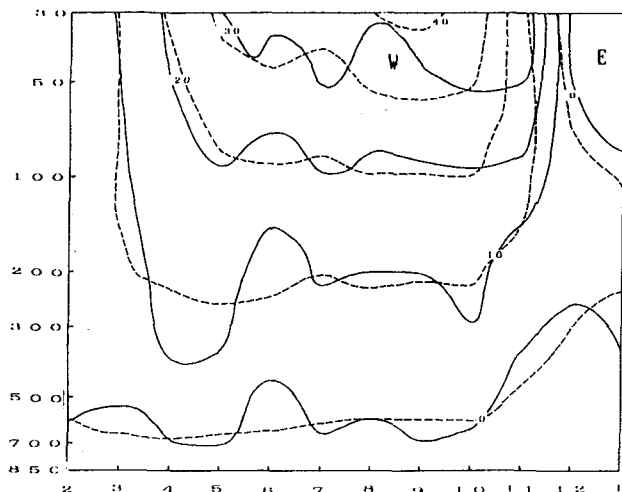
（2）成層圏の8月～12月における気温低下と西風終了の遅れ。



第2図 高層気象観測値月別変化図。

第2図（a）月平均指定気圧面気温。

破線は累年平均値（1969年～1988年1月）からの偏差。
ハッチ域は偏差の負領域。



第2図（b）月平均上層風東西成分。

破線は累年平均値（1969年～1988年1月）。

S18における無人気象雪氷観測の結果 (JARE 28)

遠藤辰雄*・山内 恭**・若濱五郎*・川口貞男**・松本慎一*・川添 孝***
 (*北海道大学低温科学研究科, ** 国立極地研究所, *** HDK)

ACR計画では広域無人気象観測の展開をもって、日本の南極域で気候学的な大気の年々変動や地域気候値等を明らかにしようとする目的がある。一方、これと呼応して雪氷学会の無人観測研究会の短期的な計画として、「みずほ基地」の無人化を期に、そこで各種の方式による比較試験が計画された。しかし積雪に関するセンサー開発も兼ねた試験地として「みずほ」は年降雪量が少ないうえ、本システムだけでは比較的雪の多いS18点にて通年試験観測を行うことにした。

この方式は遠藤ら(1987)が「あすか」で通年観測で成功したC-MOS型データロガーをリチウム電池のみで加熱保温することなく雪中にうめて通年記録するものである。ここでは主に各種のセンサーの性能試験を目的としACR計画で要求される要素に雪氷要素を加えた7種類のセンサーが付加されている。図1はシステムの全景を示すが、静電気の影響をさけるため先端放電用のアンテナとその中に高低抗を入れたものを最上位で南側にとりつけた。つぎの高さの日射計(Ra)に影を与えないようにした。風速計(WV)は三杯型で交流発電された電流を整流しCR平滑回路で平均化する遠藤ら(1987)の方式と同様である。風向(WD)は菊地・牧野(1988)による、ポテンショメータの値を16方位に変換しその1分間の最多方位をデータとして取り込むものとした。気温(T_a)はPt100のセンサーにアルミ円筒(上下開放)のシールドをして測定した。また気圧計(P)は強風の影響をさけるため下向きディスクを入口につけ、1mのチューブで空気に連結してある。これを温度補償されたひずみセンサーにて検みとする形式である。土圧計と同じ原理の雪圧計(P_s)は初めから雪面下20cmに12Rの角材四本を井ぐりに組んだものの上に設置された。また雪温計(T_s)は雪面下30cmにとりつけられた。これらのセンサーは基本的には微

弱な印加電圧を与えるだけで、ほとんど自然エネルギーを源として測定する省エネルギー型である。

今年(1988年)4月にデータロガーが持ち帰り、直ちにデータを引き出したものが以下の図2から図8に示す通りである。得られた記録は7チャンネルで1日8回(8時間)ごとの合計2984回の測定が無事入っていた。しかし途中短期間ではあるが欠測がみられ、それらは344回で全体の12%であるので原因を調べているところである。

図のスケールは任意値である。図2は日射の記録で天文学的な対称性と夏に白夜のあることを示している。図3の気温は日射のパターンをよく反映して、最低値の時期の位相が遅れているのがよくわかる。図4の雪温ではさらに遅れがみえるのがわかる。図5は雪圧の記録である。この毎日の記録と時間軸を拡大してみると雪温の日変化とよく対応しているのがわかり、温度補正とかけが必要である。図6・7の風速と気圧は良好で擾乱の頻度を調べることができ、風向はNEが卓越しているのがよく32方位に必要である。設置と回収は1987年1月10日、1988年1月18日にされ、萩原裕之、中西 実、佐々木洋、森永由紀、

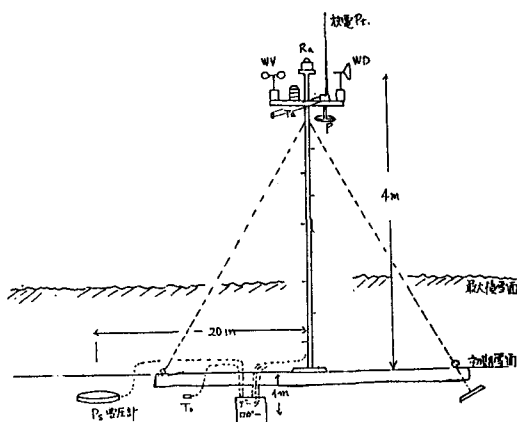
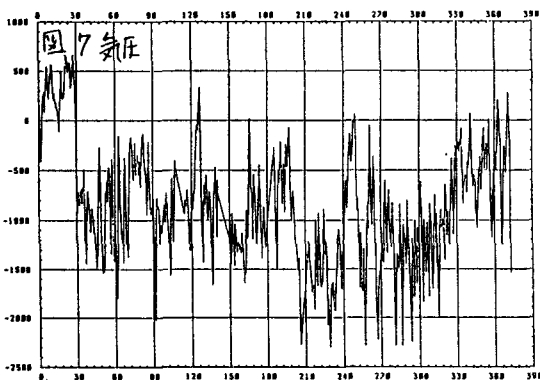
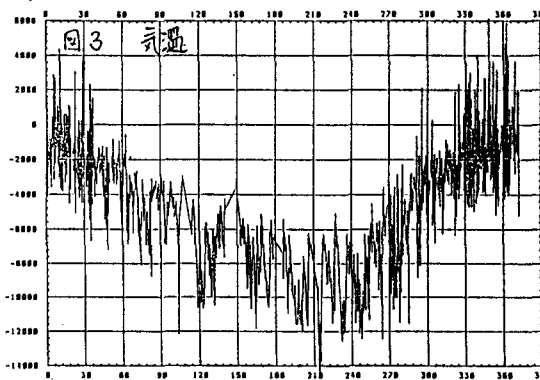
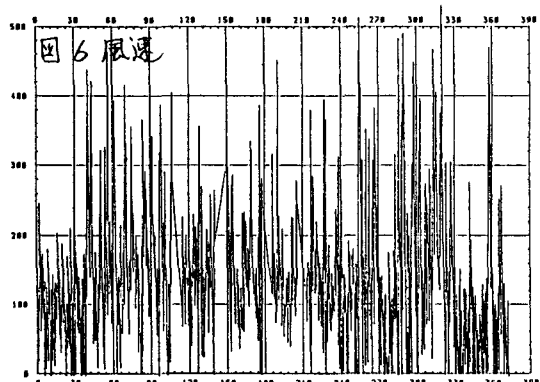
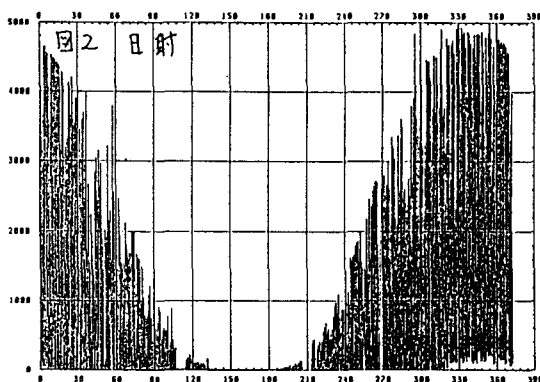
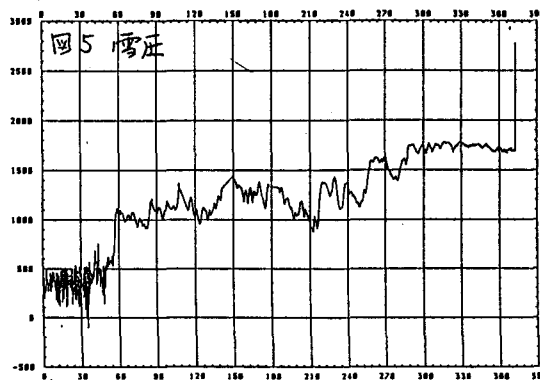
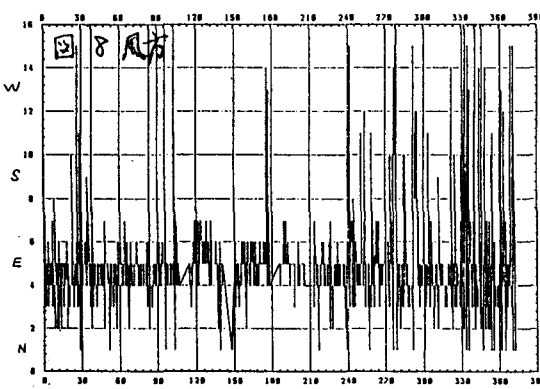
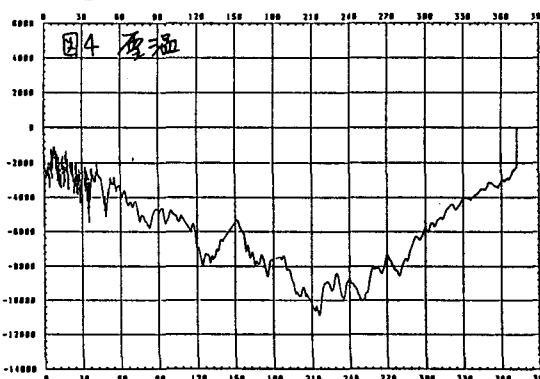


図1 システムの全景



↑0日 時間(日数) 390日↑



藤 浩昭, 張文敬, 酒井美明, 島田孝広, 菅原英敏
の方々の協力によって行われたので記して謝
意を表す次第である。

文献

ENDOH et al (1987) Trial operation of a
simple automatic weather station at ASUKA camp
Antarctica. Proc. NIPR Symp. PH&G, No. 103-112
菊地時夫, 牧野章弘 (1988) 南極東クーンモー
ランド前進拠点における無人気象観測。天気,
35, 39-46.

東クイーンモードランド沿岸部における地吹雪収束

高橋 修平 (北見工業大学)

1. 地吹雪はどこへゆく?

広大な南極の斜面を1年中吹いている地吹雪によって、大量の雪はどこからどこへ運ばれるのだろうか? 斜面下降風の加速領域では、地吹雪増加のため表面削剥が起き、表面質量収支に負としてはたらく。それがやまと山脈付近では裸氷原の成因を説明するほど十分大きな値をもつことは既に示した(Takahashi, 1988a)。

表面から削剥された雪は、途中で雪粒子の出入りはあろうが、総体的にはいずれ下流部に運ばれ、風速減速域で堆積し、表面質量収支に正としてはたらく。その傾向が雪尺観測による沿岸部の表面積雪増大となって現れているようである。今回、この堆積量を“地吹雪収束”から見積もった。

2. 斜面下降風

氷床地形から斜面下降風を求めるためにBallの2層モデルを用いた。その解析解は、みずほ基地の値に基づくとき、みずほ高原における実測とよく一致した(図1)。しかしそのままでは沿岸部では極端に大きな風速となって事実と反する。そこでみずほ基地および昭和基地における逆転層強度を図2のように見積もり、その間は高度に比例するとした。

3. 地吹雪収束量

各地点の風速・風向が求まると地吹雪輸送量の大きさ・方向がわかり、地点間のベクトル差により地吹雪収束量が求まる。その量(kg/m^2)は表面堆積量(mm)と等価である。白瀬氷河の流線に沿っての1次元的地吹雪収束量を図3に示す(Takahashi, 1988b)。沿岸から200-600 kmの内陸部において削剥が起き、0-200 kmの沿岸部において堆積が起きる、特に沿岸においては大きい値であることを示している。

参考文献

- Inoue, J. et al. (1983): Mem. of NIPR Sp. Issue, 29
 Takahashi, S. (1988a): Annals of Glaciology, 11
 Takahashi, S. (1988b): Bulletin of Glacier, 6

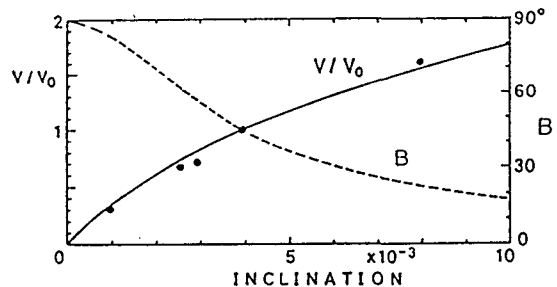


図1. みずほ高原における表面傾斜と風速。
 V_0 はみずほ基地風速(Inoue et al., 1983)

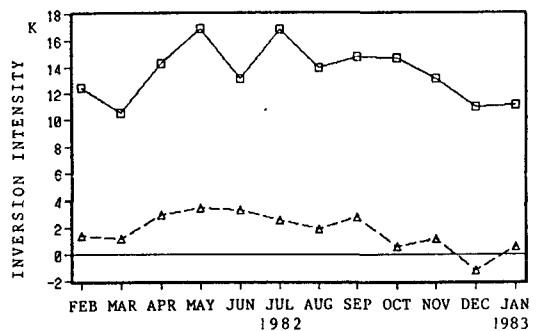


図2. 逆転層強度

□はみずほ基地、△は昭和基地。

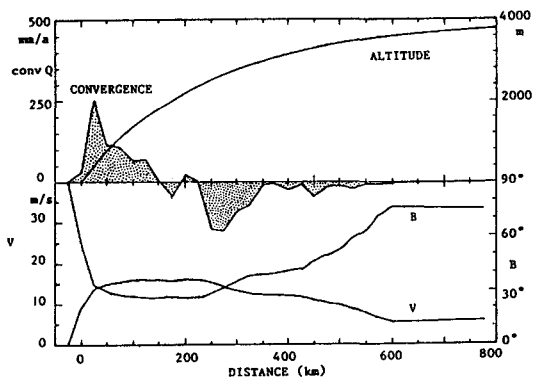


図3. 白瀬氷河流線沿いの地吹雪収束。

灰色部が地吹雪収束。氷床高度、計算風速(V)、風向(B)も示す。

佐藤 稔雄（日本大学理工学部） 半貫 敏夫（日本大学理工学部）
 本田 泰章（東海興業（株）） 石沢 賢二（国立極地研究所）

1. はじめに

セールロンダ―ネ山地北側の氷床上、標高930mの地点に開設された「あすか観測拠点」主要部は、3棟の観測用建物と連絡通路等で構成されている（図1）。ここでは、観測テーマの1つとして氷床上観測基地設計に関する基礎データ収集を目的とする設営工学系観測がとりあげられ、現在も観測を継続している。本論は、この観測プロジェクトで得られた記録のうち、建物の不同沈下性状について検討したものである。

2. 主屋棟の流動と建物の不同沈下観測

雪面上の建物は氷床の流動に伴う水平移動の他に、積雪の圧密その他の理由によって鉛直方向にも沈下が進むことが予想される。これらの変位速度を計測するため、主屋棟の風下屋根面に測量基準点（図1・印）を設け、主屋棟の西、約2.2kmにあるシール岩と北西のロムネエス山に設けた基準点を不動点として年1回測量を行っている。セオドライトとレーザ測距

儀を用いるため、無風で好天に恵まれないと測量ができず、表1のように欠けているデータも多いが、現状では、主屋棟は約1.17m/yr.の速度で北に水平移動し、約0.54m/yr.で沈下が進行していることがわかった。

これら絶対移動量計測の他に、3棟の屋根面で年1回のレベル測量を行い、屋根面の相対沈下量を調べた結果の1部を図2、3に示す。図2の主屋棟は建設後2年間ほぼ無人状態で、この間に約8cm不同沈下を生じた。観測隊が使用を開始してから1年間の不同沈下増分は約5cmで、無人状態とあまり変わらない。

他方図3の発電棟は主屋棟より1年遅れて建設されたが、建設場所は主屋棟のドリフト影響下にあり、建物支持層の条件は主屋棟よりも悪い。最初の1年間、発電機を運転しない状態での不同沈下は約4.2cmで主屋棟とほぼ同程度であったが、越冬開始後の1年で約9cmの不同沈下増分が観測された。

無人状態での不同沈下は2棟とも同傾向で、

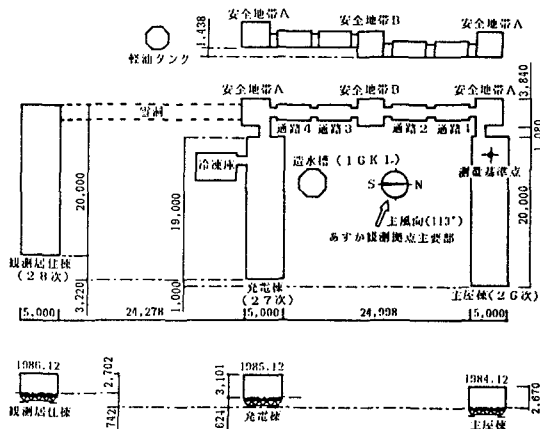


図1. あすか観測拠点主要建物配置

表1. 主屋棟の流動観測

測定日	水平移動速度、方向	沈下速度
1985. 1. 4	0.0	0.53 m/yr.
1985.12.30	-----	
1986. 2. 2	2.45m/765days, N (1.17m/yr., N)	0.53 m/yr.
1987. 2. 5		
1988. 3. 9		0.57 m/yr.

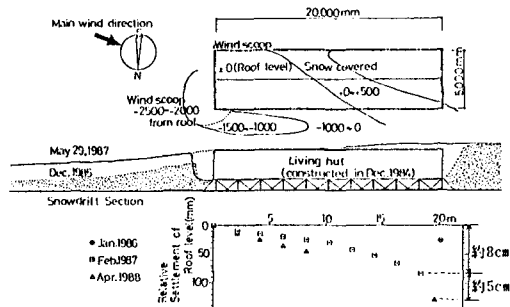


図2. 主屋棟の不同沈下

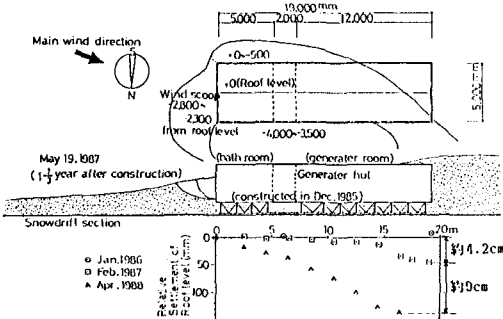


図3. 発電棟の不同沈下

これは建物周囲に不均一に積もったドリフトによる積雪層の圧密速度の差が主因と思われる。建物使用開始後の不同沈下量増分は発電機室が最大で、ドリフト以外に、建物からの発熱が周囲の雪に影響していることも原因の1つと考えられる。これらの不同沈下量は国内の建築と比べると大きいが、現在のところまだ構造体に支障が現われるような大きさではない。

3. 定常クリープモデルによる雪面上建物の不同沈下解析

積雪層を図4の粘弾塑性モデルで近似し、構造定数は表2で与えられるとして増分型有限要素法で2次元連続体問題を解析するプログラムを作った。これに定常熱伝導解析を組み合わせて、熱的境界条件も考慮できるように工夫した解析システムを用いて¹⁾、図2、3の建物の不同沈下解析を試みた。一般に地吹雪地帯では建物風下側ドリフトの成長速度が早く、風上側ウインドスクープは比較的長く残るので、建物は風下側から次第に雪中に埋没する過程をたどる。そこで、最初の1年間の不同沈下を計算するため、図5の解析場を設定した。温度境界 T_4 は -35°C で一定、 T_1 は標準で -30°C 、 T_3 は深さ方向に変化する値とした。建物荷重は床面節点荷重に換算して作用させ、時間増分 $\Delta t=10$ 日として400日間の解析を行った結果が図6、7である。建設1年後の実測値とほぼ対応する結果が得られた。図6より不同沈下曲線は建物剛性によって大きく変わることがわかる。図7では建物中間の実測と解析曲線の差が大きい。測量誤差の問題もあると思うが、この原因はよくわからない。

4. まとめ

図2、3から、建物不同沈下の要因の1つは不均衡なドリフトだと思われる。これは図6、7の解析が無人状態1年後の沈下をほぼ再現していることからわかる。しかし、建物使用開始後は2棟とも沈下が増えており、ドリフト以外に、建物の発熱等、何らかの影響が追加されたと考えられる。これらの検討は、今後の課題である。

参考文献

- 1) 佐藤他3「雪温分布を考慮した粘弾塑性モデルによる雪面上建物の不同沈下解析」日本建築学会大会で発表予定(昭和63年10月)

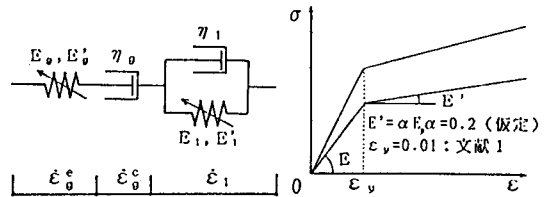


図4. 粘弾塑性クリープ解析モデル

表2. 積雪の物性に関する実験式

積雪層の密度 ρ	$\rho = 0.115 + \exp(y^{0.15})/10$
y : 積雪表面からの深さ (m)	
ポアソン比 ν	$\nu = 0.2 + 0.15 \cdot \rho$
弾性係数 E_1, E_2	$E_1 = \phi \cdot E_{10}$, $\phi = \exp(-0.089(T+5) + 25.3 \cdot \rho)$ T : 雪温 ($^{\circ}\text{C}$)
粘性係数 η_1, η_2	$\eta_1 = \phi \cdot \eta_{10}$, $\phi = \exp(-0.089(T+5) + 25.3 \cdot \rho)$

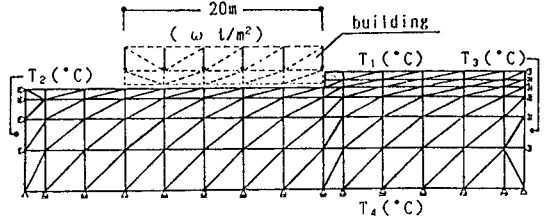


図5. 解析場の要素分割と境界条件

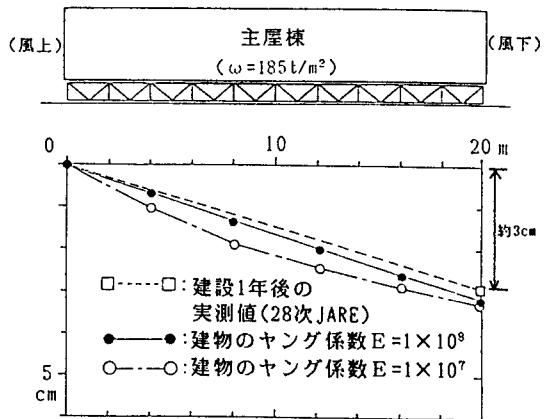


図6. 主屋棟の不同沈下解析

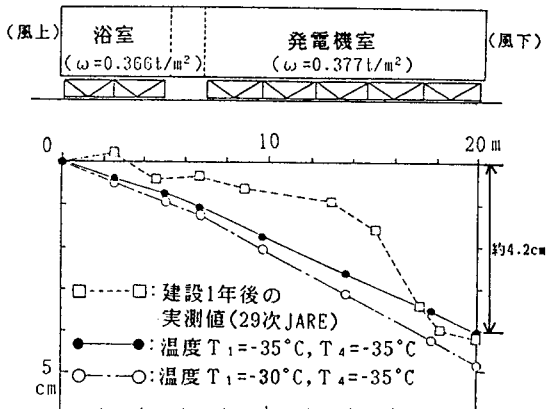


図7. 発電棟の不同沈下解析

柴田 清孝・千葉 長 (気象研、気候)

<はじめに>

長波放射スキームを Katayama (1972) から Shibata-Aoki (1988) に代えて、大循環モデルでその影響を調べたところ、南極周辺の循環場に大きな変化が見られた。

両スキームは極域での放射フラックスがかなり異なっているので、地面での放射収支の変化を通して地面温度さらに大気温度変化へとつながっていくと予想され、事実、モデルではそうだった。今回はこの過程を報告する。

<環境設定>

モデルは MRI-GSPM (気象研究所全球スペクトルモデル) の R24L11 (平行四辺形切断; 最大波数 24、鉛直 11 層; トップ 9 mb) を使い、初期値は気象庁数値予報課作成の 1984 年 5 月 1 日の GANAL を用いた。60 度より南の海面は海水とおいた。

<結果>

片山スキームを使うとこのモデルは傾圧帯が南極側へ寄りすぎるという系統的誤差を生じるが、柴田-青木スキームはそれを解消するように作用し、ジェット北上と南極の気圧の上昇が見られる。モデル最下層(地表の約 10 mb 上空)の風と 850 mb の高度場をそれぞれ図 1、図 2 に示す。図はすべて第 3 旬目の旬平均である。

<放射収支の考察>

Subarctic-winter のモデル計算によると表 1 に示すように、片山スキームは下向きフラックスを数 W/m^2 程度以上過小評価しているが、柴田-青木スキームの誤差は非常に小さい。

観測によると極夜の正味放射量は内陸部で $-15 W/m^2$ 、沿岸部より少し内陸寄りで $-30 W/m^2$ 程度である。顕熱と潜熱の合計は正味放射量と反符号の同程度の量である(モデルでは確かにそうになっている)ので、地面温度の駆動エネルギーとして数ワットの上昇は大きな影響力を持つ。モデル計算では図 3 に示すように地面温度およびその付近の気温は確かに上昇しており、これらの結果として循環場が大きく変化したと思われる。

DOZ 21 MAY 1984 - DOZ 30 MAY 1984 NDAA 1984 55T

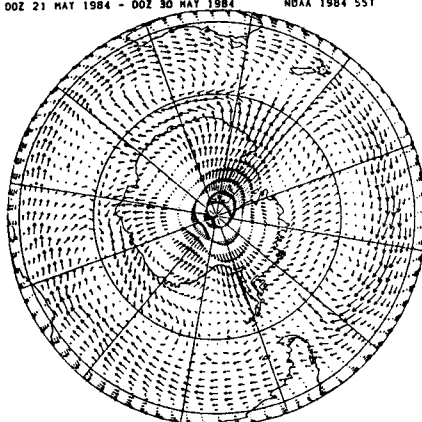


図 1-a. 地表の風(柴田-青木スキーム)。

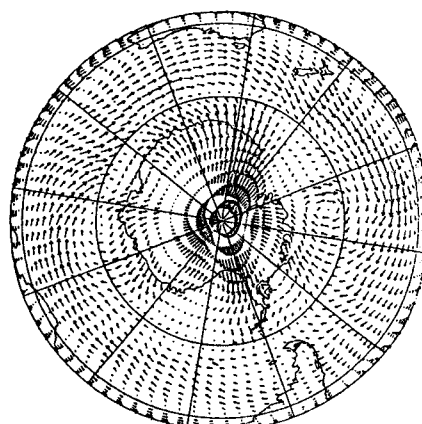


図 1-b. 地表の風(片山スキーム)。

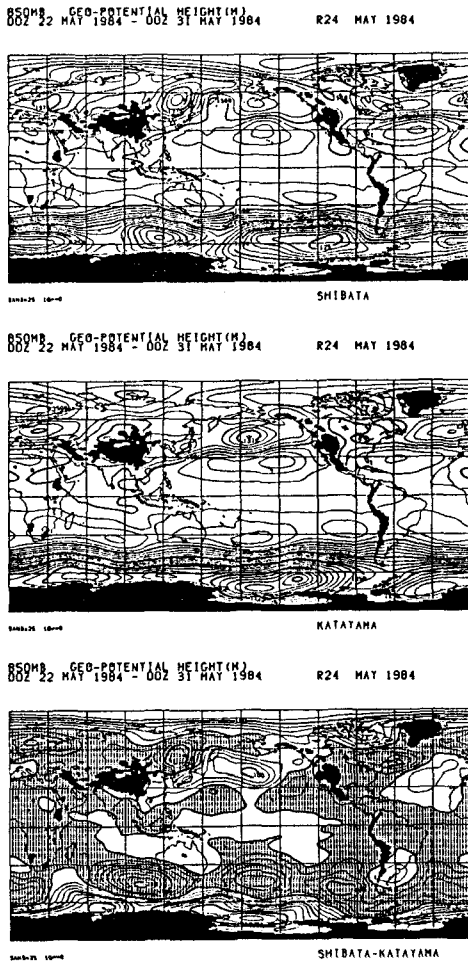


図2. 850mbの高度場.

上から 柴田-青木スキーム、片山スキーム、
両スキームの差.

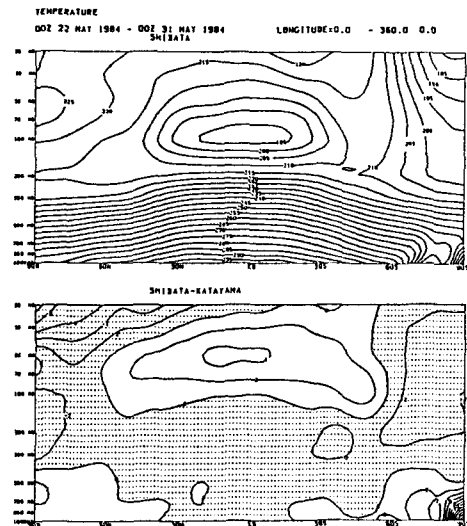


図3. 帯状平均温度の緯度分布.

上から 柴田-青木スキーム、片山スキーム
との差.

Subarctic winter
Downward fluxes (W/m^2)

ALT(km)	LBL	MRM	KTY
3.0	128.44	128.39 -0.05	122.24 -6.20
2.2	142.54	142.24 -0.30	136.30 -6.24
1.5	154.98	154.61 -0.38	148.70 -6.28
0.7	164.34	164.08 -0.26	156.89 -7.45
0.0	168.53	168.40 -0.13	159.28 -9.25

表1. 高度別の下向きフラックスの比較.

LBL, MRM, KTYはそれぞれline-
by-line 法、柴田-青木スキーム、片山スキ
ームを表す.

松原広司、土井元久、上窪哲郎、岡田憲治 (気象庁観測部)

川口貞男 (極地研)

1. はじめに

南極上空のオゾンホールの実態を把握し、原因を解明するために昭和基地において強化観測を行っている。オゾン量の変動の実態を解明するためには、中低緯度帯から南極域への輸送過程を把握することが重要である。このため1987年11月東京港を出発した南極観測船上で、オゾン全量観測とオゾンゾンデによる鉛直分布観測を赤道域から南極域まで実施したのでこの観測結果について報告する。

2. 全量観測

2.1 機器

オゾン全量観測は、太陽紫外線のオゾン吸収帯の波長のエネルギー強度を測定することによって行われる。船上の観測で問題となるのは、船の動揺があっても安定して太陽を追跡、観測できることである。このためにカナダ製の Brewer Ozone Spectrophotometer を使用した。

本器は分光器本体、太陽方位追跡部、データ処理用パソコンから構成されている。

主な仕様は次のとおり。

分光方式：グレーティングによる

使用波長：306.3, 310.0, 313.5, 316.7, 320.1 nm 分解能 0.6nm 他に、水銀ラ

ンプによる波長校正用に302.1nm

受光部：フォトマル(EMI9789QA)

太陽追跡：マイクロプロセッサにより方位角、高度角を時刻制御

データ処理及び太陽方位角、高度角計算：パソコン

測定項目：O₃, SO₂

動作温度範囲：-40° ~ +50° C

2.2 観測方法及びキャリブレーション

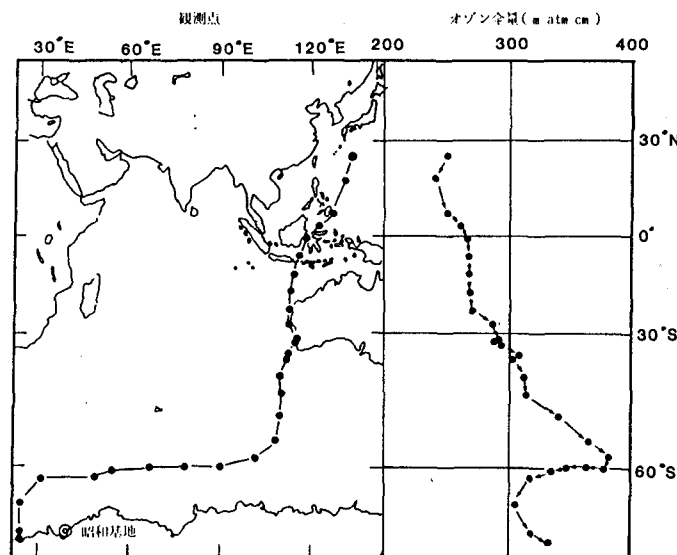
本器は、陸上においては1度設置すれば、決められたスケジュールにしたがって自動的に観測を行ってくれる。しかしながら、動揺の激しい船上においては、自動的に行なうことは困難なので、甲板上で手動により方位・高度を調整し観測を行なった。

また、キャリブレーションは、出港前に気象庁高層気象台の国内準器Beck116 と、また昭和基地においてはBeck119 と比較を行なった。

2.3 観測結果

詳しい解析は現在進行中であるが、船の動揺の影響は最大で5%以内、通常2%内で行えたと推定される。

観測結果を図に示す。



3. オゾンゾンデ観測

オゾンゾンデによる鉛直分布観測を赤道域から南極域迄毎日1回行った。船はほぼ5度緯度/日の速度なので、5度緯度毎の鉛直分布値を得た。北緯7度から南緯60度までに15回、南緯60度線を西進しながら3回飛揚した。

南極海に入ったのが12月中旬以降で、オゾンホールが解消したあとであるが興味深い結果を得ている。

昭和基地上空のエアロゾル消散係数の垂直分布

塩原 匡 貴 (気象研究所)

1) 序

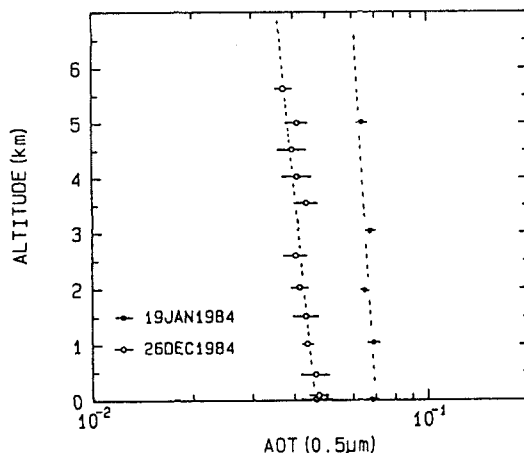
第25次越冬観測期間中、南極MAPの一環として行なわれた太陽放射観測のうち、航空機による太陽直達光の分光観測の結果を報告する。

2) 観測概要

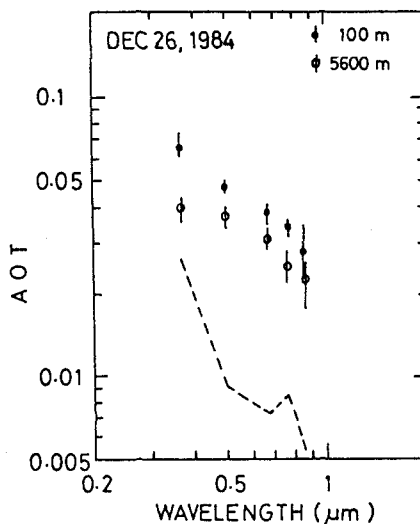
観測は1984年1月19日、9月3日、12月25日、26日の計4回、昭和基地上空においてセスナ185型機を用いて実施された。いずれの場合も快晴であった。直達光観測に用いたサンフォトメータ(Eko, MS-111)は可視域を中心とした9波長の分光測定が可能である。サンフォトメータを機体後部窓から突き出し太陽を手動追尾して測定した。

3) 結果

測定された直達光出力から、現地で得られた検定値を用いてそれぞれの高度でのエアロゾルの光学的厚さ(AOT)を求めた。波長 $0.5\mu\text{m}$ のAOTの高度分布を図1に示す。この図は、この時期の昭和基地上空のAOTがほぼ対流圏上部以上で決定されていたことを表わしている。さらに、1月19日と12月26日の観測結果を比較すると、各高度におけるAOTがほぼ一様に減少したことから、この1年間のAOTの減少は成層圏AOTの減少の結果であるとみなすことができる。12月26日について、地上100mおよび高度5600mでのAOTの波長依存性を比較したのが図2である。また、その2高度のAOTの差を破線で示した。差のAOTの絶対値は本サンフォトメータの測定精度($\sim \pm 0.005$)とcomparaである。原理的には、この破線のAOTから対流圏エアロゾルの量的評価が可能であるが、観測精度に照らし、今回の越冬期間中に地上で観測されたAOTの変動は成層圏エアロゾルの変動を強く反映したものであると結論するにとどめたい。

(図1) AOT($0.5\mu\text{m}$)の垂直分布

(図2) AOTの波長分布



〔謝辞〕

本観測は第25次南極地域観測隊(平澤威男隊長)隊員諸氏の援助協力の下に実施された。各位に心から感謝の意を表する。とりわけ、江尻全機、小野高幸、山上安弘、郡司正雄、長野啓文、谷口尚史各氏には直接観測に携わっていただいた。ここに、深く感謝する。

28 次 ACR 観測報告

— 衛星データを中心に —

山内 恭(極地研)・高部広昭(ファコム・ハイタッフ)

南極域における気候変動に関する総合研究 9 のその他軌道を追加した(高密度 MT 約 40 巻) (ACR) は、28 次隊観測をもって開始された。図 1 に示す 4 領域について 512 × 512 の 5 チャンネルの処理データを作成、CCT 約 100 巻「雲の分布と放射」に重点を置き、下記の観測を実施した。

I. 南極大気状態の年々変動

1. 雲の分布と放射

- ・気象衛星観測 (NOAA 衛星 HRPT データ受信、処理)
- ・放射観測 (地上、航空機、サンダー)

2. 広域気象観測

- ・あすか基地(地上気象観測)
- ・無人観測(みずほ基地, S 係)

3. 微量成分モニタリング

- ・CO₂ 連続観測
- ・大気サンプリング
- ・オゾン全量、鉛直分布観測
- ・船上でエアロゾルサンプリング

II. 海氷-大気の相互作用

- ・航空機により海氷上・氷床マイクロ波
- ・衛星データにより海氷分布

ここでは、衛星観測を中心に、どのようなデータが得られればかを述べ、今後の研究方向について議論する。現在データの解析中であり、研究結果の報告ではない点、御祈りして頂く。名付けたい)の存在が印象的であった。

○気象衛星観測データ

28 次隊では、NOAA 衛星 AVHRR (可視～赤外 5 チャンネル画像) データの現場処理を開始した。受信そのものは 21 次隊行われてきたが、今度、チャリタレーションから歪補正、雲の抽出、画像写真の作成、CCT への保存までを行えるようにした。この結果、現場で雲や海氷の詳細と見る事が可能になり、その場で見た雲や他の観測結果と直ちに比較したり、観測計画と検討するのに大いに役立った。また、データの 1 次処理が済んだものが持ち帰られるので、直ちに高次の解析に入れるという利便性も増した。

データの受信は、NOAA 9 号、1 日 1 軌道と基本とし、随時 NOAA 10 (4 チャンネル型) や

○衛星データによる雲識別——放射観測

衛星データによる雲識別方法の検討とも 1 つの目的として放射観測を行った。地上では日射、反射を 2 波長域で、長波長放射下向、上向、そして 37 と 19 GHz のマイクロ波放射(下向)を測定して雲情報の抽出を目指した。雪や氷の上の雲も AVHRR データから検知する方法は種々提案されているが (Ebert, 1988; Yamanouchi et al., 1989 号)、雲を 100 % 捉えているとは言えない。1 つの方法は、物理的な“雲”に立ち返ることなく、衛星のパラメータそのもので“雲”を定義する立場である。もう一つ、ここでは、地上観測放射量で雲を定義付けし、これと衛星データとの比較を試みる。

画像をながめて、低気圧性擾乱の他、海氷分布と強く関係する低い層状の雲(北極層雲と類似?“氷縁層雲 (Ice edge stratus)”と

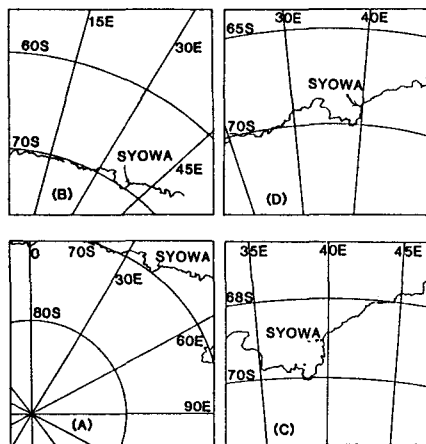


図-1 NOAA衛星 AVHRR 画像の処理領域。

A, B は 2000 km 四方。C は 500 km, D は 1000 km 四方。

北半球積雪被覆の季節変化

増田 耕一¹、森永由紀²、沼口 敦¹、大内彩子¹

(1: 東京大・理; 2: 筑波大・地球)

積雪は大気中の降水過程や気温の反映であると同時に、アルベドをはじめいろいろな形で大気・熱源・水蒸気源に影響する。その相互作用を理解するために、積雪の変動の実態を知ることも必要であろう。

NOAA/NESDISの北半球積雪被覆データ(Dewey & Heim, 1982)は、衛星の可視画像を人が読み取って毎週の積雪分布図を作り、それを北半球中高緯度の 89×89 のメッシュの積雪のあるなしとしてデジタル化したものである。Morinaga & Yasunari (1987)を含め、月ごとの積雪面積という形で使っている研究が多いが、ここではもとの週ごとの時間分解能で季節変化の過程を追ってみることにした。具体的には、1979-87の各年の毎週の積雪分布図といくつかの経度での南北・時間断面図を作成した。右に 60°E での2つの年の南北・時間断面図を示す。

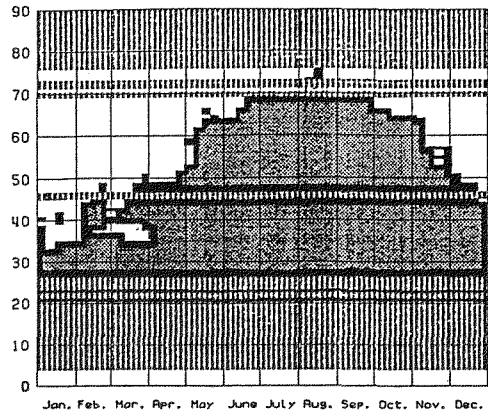
この経度帯の $35^\circ \sim 50^\circ\text{N}$ (中央アジア)の冬の積雪は、1~2か月の時間スケールで顕著な変動を示し、その位相が年によって違っている。月単位でみた積雪の年々の違いの一部はこの位相の違いのようである。なお持続性については、雲におおわれていたため前の週の通りの状態を仮定した可能性があるの注意が必要である。

$50^\circ \sim 65^\circ\text{N}$ (ウラル山脈地方)では、'79年には5月上旬、'80年には4月下旬に広範囲にわたって融雪が進んでいる。(すぐ東側の平原ではそれぞれ約1週間早い。)このように急速でなく徐々に進む年もある。'79年5月上旬は、Shinodaら(1986)が指摘した無降水域の広がり($40^\circ \sim 55^\circ\text{N}$)と同時期であるが相互関係はまだよくわからない。秋の積雪の進行にも年々の違いがあり特に 50°N 付近で遅い年('79)、早い年('80)が目立つ。

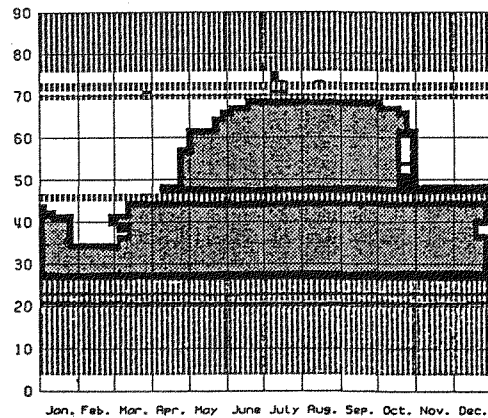
1つの経線で広域を代表させることには無理があるので、複数の経線の断面を重ねる、地形の因子を加味するなど、解析手法を工夫していきたい。

図: 積雪被覆の南北・時間断面。横軸は時間、縦軸は緯度。白は積雪、黒とハーフトーンは雪のない地面、シマ模様は海・湖を示す。

WEEKLY SNOW COVER
YEAR=1979, LONGITUDE= 60 E



WEEKLY SNOW COVER
YEAR=1980, LONGITUDE= 60 E



参考文献

- Dewey, K. F. & Heim, R. H. (1982):
Bull. Amer. Meteor. Soc. **63**, 1132-1141.
Morinaga, Y. & Yasunari, T. (1987):
IAHS Publ. No. 166, 73-78.
Shinoda, M. et al. (1986):
J. Meteor. Soc. Japan **64**, 531-546.
Wiesner, D. R. et al. (1987):
IAHS Publ. No. 166, 291-304.

南極氷床の3次元表示の試み

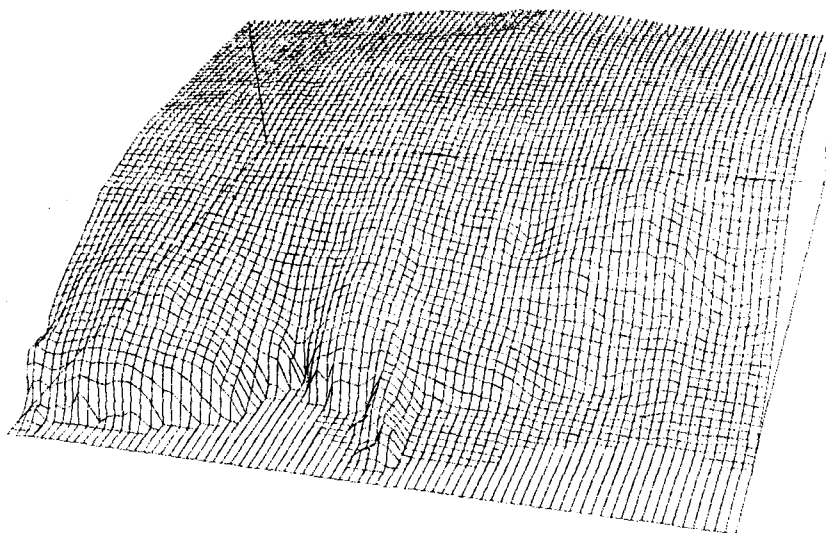
菊地時夫，佐藤元成*（高知大・理，* 鶴PFU）

現在，極地研で東クィーンモードランドの雪氷学的地図（フォリオ）の編集作業が行われている。正確な地形図や基盤地形図が完成すれば，氷床の流動などの雪氷学的な問題ばかりでなく，斜面下降風や極地循環などの気象学の研究にもおおいに貢献することが期待される。但し，そのためには，地形図のデータベース化といった作業も必要であろう。地図のデータベース化によって得られるであろう副産物としては，コンピュータグラフィック（CG）による地形の表現が可能になることが上げられる。CGで3次元表示された地形上に風などを重ねて表現することによって地形との相互作用などの問題が理解しやすくなるかもしれない。

発表では，東クィーンモードランドの地形図（東ク・マニュアル）をもとに地形データをコンピュータに入力して得られた3次元画像をお見せする予定である。

使用ソフト：MOIRE（太田・竹内・大口：応用グラフィックス；ASCII出版社）

使用機種（PC-98XL）



**Velocity, Heat Budget and Mass Balance at Anvers Island
Ice Cap, Antarctic Peninsula**

Gino Casassa (The Institute of Low Temperature Science,
Hokkaido University)

In January-February 1982 the author participated in a joint expedition of the Chilean Antarctic Institute and the University of Hannover to Anvers Island (64° 40' Lat. S, area 2,700 km²), Antarctic Peninsula. The general glaciological conditions of a part of the ice cap were investigated setting up one base station on bare rock on the coast and two stations on the ice cap (Camp I at 474 m and Camp II at 687 m.a.s.l.).

Gravity measurements were made on a 15 km longitudinal profile and ice thicknesses were computed, ranging from 87 m near the coast to 572 m at Camp II. A TRANSIT satellite positioning survey was carried out and the stations were remeasured in 1983. Annual and seasonal surface velocities were computed (Hinze, 1983).

Anvers Island ice cap is a subpolar glacier and the mean annual temperature on the coast is about -3.5 C, decreasing at a lapse rate of 0.1 C/m (Rundle, 1970). A heat budget was calculated for a 2-week period at Camp I, which resulted in a heat excess of 272 Ly, the main source being short wave radiation (91 %) and the main sinks sensible heat transfer (37%) and evaporation (63%). Hand drilling down to 11.6 m showed that firn at 0 C existed from surface to bottom. Therefore it was concluded that the summer heat excess increases the temperature of the firn layer to 0 C, whereas the underlying ice should be cold.

By analyzing density and grain size of the firn core annual layers were located at 3.5 m, 7.4 m and 10.7 m. With these data of annual accumulation, the velocity data and observing the location of the equilibrium line at 200 m.a.s.l., a mass balance for a 47 km² area was determined. A positive balance of 60×10^{12} g resulted, value which agrees fairly well with that obtained by Rundle (1970) for an area of 300 km². This mass must calve into the sea as the ice cap seems to be in equilibrium.

References

- Hinze, H. (1983): Zwischenbericht 1983 zu SE 313/4-3 Eis Bewegungsbestimmung mit Doppler-Satellitenmessungen im DFG-Schwerpunktprogramm Antarktisforschung. Inst. für Erdmessung, Univ. Hannover.
- Rundle, A.S. (1970): Anvers Island Ice Cap, Antarctica: A study of mass balance. ISAGE, A.J.Gow et al., eds. LASH pub. 86 pp 377-390.

米床コアーのファブリック及び結晶粒径の迅速連続測定の新方法

東 信彦 (北大工), C.C. Langway, Jr. (ニューヨーク州立大)

米床コアーのファブリックスを迅速に測定する方法として超音波による方法 (Hewan et al. 1985), X線ラウエ自動解析法 (Mori et al. 1985), 半自動Rigsbyステージ法 (Lange, 1988) などが開発されている。これらの方法はRigsbyステージによる従来の方法 (Langway 1958) に比べるとかなり時間と労力を省くことができるが、200cmの長さのコアのファブリックや粒径をコア軸に沿って連続的に測定するには適していない。ここでは米床コアーのファブリックを短時間で連続的に測定することを目的として開発された Photometric 法について報告する。

図1に装置の概念図を示す。ポーラライザー、試料薄片、アナライザーを透過した光を photo cell で受光し、偏光方向を直交させたポーラライザーとアナライザーを回転させることにより透過光の強度変化を測定する。試料薄片を透過した光は個々の結晶粒を透過した光の総和として検出されるので、C軸がある特定方向に配向する傾向がある場合は図2に示すようにC軸集中度に対応した透過光強度プロファイルが得られる。つまりC軸の集中度が増大するほど曲線の振幅は大きくなる。このプロファイルは光軸に垂直な面に投影されたものである。薄片を傾けてもう一つの投影面で強度プロファイルを得ることによってC軸集中度と集中方向を決定することができる。

この方法の主な利点を次に示す。

1. 試料の準備が容易で短時間でできる。1mの長さの鉛直薄片を連続 (4m 間隔) で測定するのに要する時間は試料準備とデータ解析を含めて約1時間である。これは装置の改良によってさらに短縮できる。
2. 単極大型が発達している場合にはC軸集中度の小さな違いが検出できる。これは流動計算にとって重要である。
3. 透過光強度プロファイルの重ね合わせによって任意の試料サイズに対するファブリックを

求めることができる。

欠点は、1. 多極大型や小円ガードル型などのパターンの違いを決定することはできない。
2. C軸集中度が弱い場合は集中度と平均方位の両方とも誤差が大きくなる傾向がある。

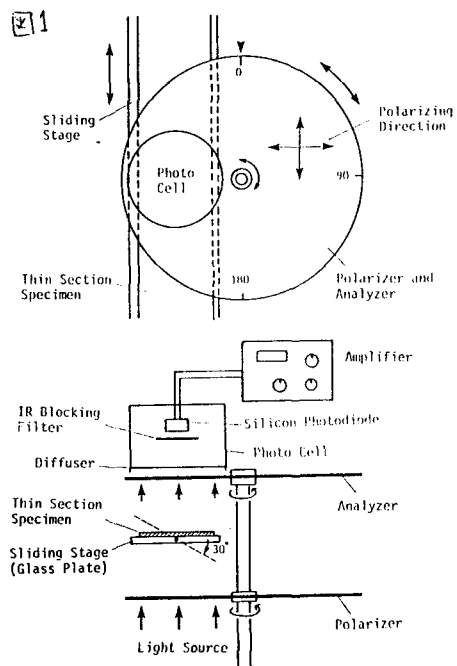
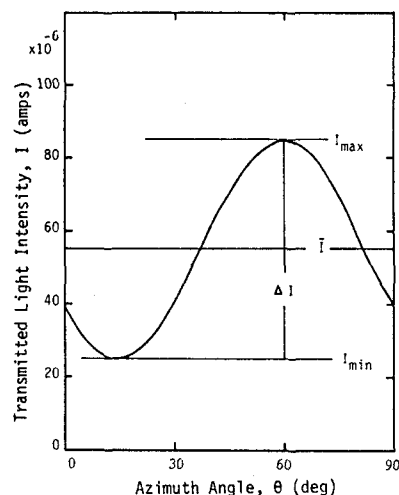


図2



DENSIFICATION OF POLAR ICE AFTER THE CLOSE-OFF

P. PIMIENTA and P. DUVAL.

Laboratoire de Glaciologie et de Geophysique de l'Environnement,
B.P. 96, 38402 St Martin d'Heres Cedex, France.

Polar ice sheet flow is hindered by limited knowledge of the rheological law for polycrystalline ice. Theoretical considerations, laboratory experiments and inclinometer data support a value lower than 2 for the exponent of the flow law relating stress and strain rate in polar ice at low stresses (Pimienta and Duval, 1987).

An other way of identifying deformation processes of ice at low stresses is to analyse the densification of the upper layers in polar ice sheets. After the close-off the densification is determined by the creep of the thick spherical shell surrounding each bubble. The densification rate by power law creep and by diffusion can be calculated by using the models presented by Artz and al. (1983). The power law creep model was used with $n = 3$ and $n = 1$. A good fit of the experimental results given by Gow (1968) was obtained taking successively $n = 3$ and $n = 1$ (the effective pressure ΔP decrease when depth increase and at Byrd Station the transition take place when $\Delta P = 0.4$ MPa). On the other hand the densification rates deduced from the diffusion model are about one order magnitude lower than experimental values. The quasi-Newtonian behavior of polar ice deduced from laboratory tests and inclinometer data is therefore supported by this analysis.

The simulation of polar ice densification from the power law creep model lead us to some interesting results. The polar ice density profile are overall dependent on temperature and accumulation rate. The effective stresses around bubbles in regions as cold as Vostok Station are more important than shear stresses even at depths as deep as 500 meters. Therefore they can act an important role in the polar ice sheet flow as dislocation sources for example.

References

- Artz E., Ashby M.F., Easterling K.E., 1983. Practical applications of hot-isostatic pressing diagrams four cases studies. *Metallurgical Transactions*, 14 A(2) 211-221.
- Gow A.J., 1968. Bubbles and bubble pressures in Antarctic glacier ice. *Journal of glaciology* 7 (50) 167-182.
- Pimienta P., Duval P., 1987. Rate controlling processes in the creep of polar glacier ice. *Journal de Physique*, C1, tome 48, 243-248.

画像処理による降雪粒子の形状解析

村本 健一郎, 椎名 徹 (富山高専・電気工学科), 遠藤 辰雄 (北大・低温研),
小西 啓之 (大阪教育大), 北野 孝一 (株)インテック・技術本部)

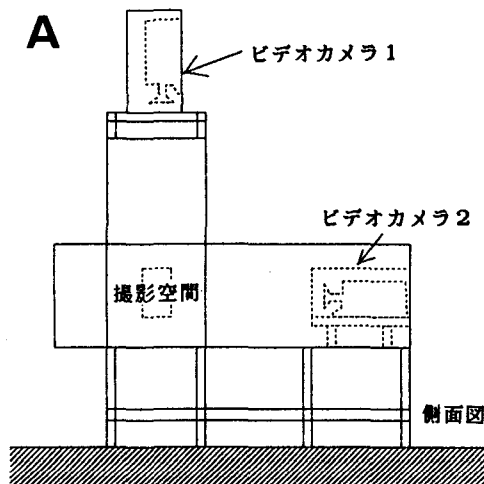
1. ま え が き

画像処理システムを使って空中を落下している降雪粒子の粒径別個数分布および落下速度の1分毎の観測を、1985年12月から開始している(村本, 1987)。これは長期間の詳細な降雪状況をデータベース化して種々の分野に役立てることを主な目的としている。この観測は個々の粒子の詳細な形状解析よりは、広い空間に存在する多数の粒子の統計的な形状分布を求めている。

本研究では、空中を落下している粒子の動的な形状を立体的にとらえることを目的として、同時に2方向(水平、垂直)から録画した降雪粒子の映像をビデオ編集機により合成し、個々の粒子の映像を画像処理して形状の記録、解析をする方法を考案した。

2. 観 測 装 置

図1は観測装置である。風や日射の影響を少なくするために降り込み型の防風タワー内にハロゲンランプ(500W×2台)の平行光線で限定された照射空間を形成し、その空間内を落下している降雪粒子を水平および垂直方向の2台のカメラ(1000分の1秒シャッタースピード)で観測、ビデオ編集機で合成し、その合成された映像を画像処理装置に入力した。



3. 解析手順(アルゴリズム)

3.1 形状解析および記録

ここでは降雪粒子の密度を一概とみなして粒子の形状を輪郭線により解析する手法を用いた。最初に図2Aの降雪粒子の映像を、カメラ、画像処理装置(IFM512, 480×512画素)をとおして、コンピュータ(PC-9801VX)のメモリ上に2値化して格納する(図2B)。次に、このメモリ上の降雪粒子の左上の点である始点を検索し、その位置を記録する。更に降雪粒子の形状情報を得るために、ドットの有無を表す1ビット情報(1または0)を、図2Cのような粒子の輪郭線の方角を示す1バイト情報に変換する。

以下、境界線の追跡方法を具体的に述べる。最初に雪片の検索をおこなって検出された始点を図3の中心とする。次に、周囲8ドットのうち、点Bから反時計方向に隣接する点Cの位置よりドットの有無を調べる。その結果、検出された点を新しく検索点(中心)とし、再び周囲8ドットについて前回の中心より反時計方向に隣接する点から検索を行なう。これらの動作を繰り返して中心を次々と移動させて前回の中心から現在の中心の移動方向を示すデータを逐次格納し、図2Cに示すような降雪粒子の追跡を行う。この移動方

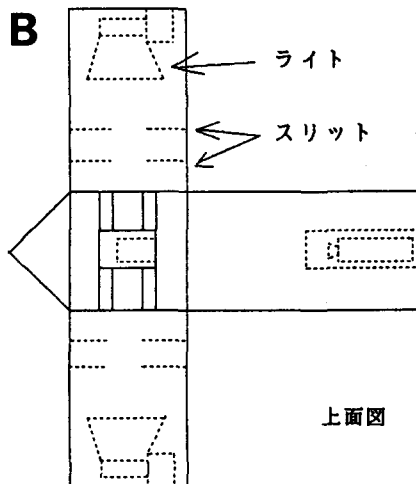


図1 観測装置

向を示すデータは検索点の周囲8ドットを調べるため、45°度を単位とする1バイトの角度情報で表わされる。この方法は粒子の形状を輪郭線だけにより記録しているため、メモリの効率を高めることができる。

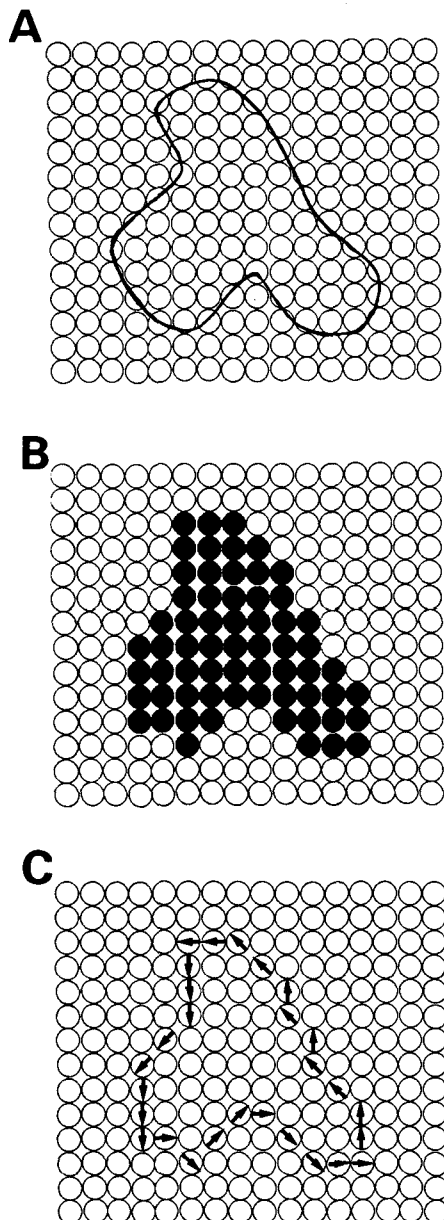


図2 降雪粒子の形状解析

- A. 降雪粒子と画像処理装置の画素
- B. 2値化された降雪粒子
- C. 降雪粒子の輪郭

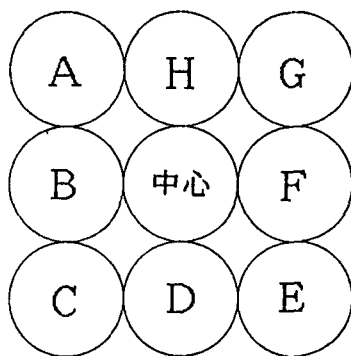


図3 境界線の追跡法

3.2 形状解析の精度

3.1の手法で解析された粒子の形状の精度を調べた。撮影空間は12cmとしてあるので、1画素当り0.25mmの長さになる。表1は、距離に対する精度を示したものである。粒径が1.5mm以上では10%以内の誤差となり、本解析方法が有効であると言える。

粒径	解析後の範囲	最大誤差
0.25mm	0.125 ~ 0.375mm	50 %
0.5	0.375 ~ 0.625	25
1	0.875 ~ 1.125	12.5
1.5	1.375 ~ 1.625	8.33
2	1.875 ~ 2.125	6.25
5	4.875 ~ 5.125	2.5
10	9.875 ~ 10.125	1.25

表1 距離と精度の関係

4. まとめ

このように形状を解析することにより、これまでの多数の粒子の統計的な形状分布(粒径別の個数、落下速度等)に加えて、雪質(形状)の違いによる、雪のいろいろな降り方の違いなど、さらに詳細なデータを得ることができ、種々の分野への利用が期待される。

参考文献

- 村本 電子情報通信学会技術報告IE86-136, 77-84(1987)

砲弾集合の成長について

高橋 忠司(埼玉大・教育)

1. はじめに

南極のような極地においては、しばしば砲弾集合が降ることが観察されている。天然の場合でも、上空が -30°C 付近の降雪の成長条件については、図1での観測例が少なくもあって、よく知られていない。核とした場合には、 -30°C では角柱集合が成前回、多結晶凍結微水滴を成長させ、 -40°C で成長しなかったため、粘土鉱物を核とする場合以下では角柱集合のみ成長することを観察した。雪結晶の核としては粘土鉱物が考えられる。今回はカオリナイトやモンモリロナイトを低温で成長させ、砲弾集合が成長する条件や形態を調べた。

-40°C では角板集合と角柱集合が混って成

上下の温度差が 1.5°C 以下では、ほとんど結晶は成長せず、わずかに単結晶の成長が見られた。温度差 1.5°C 以上では多結晶角柱集合がよく成長した。過飽和度を高くするにつれて、角柱は細長く成長し、針状結晶の集合のようになった。(写真1)

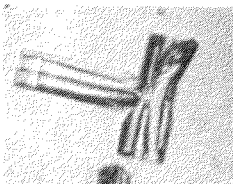
2. 方法

撈水処理をしたカバーガラスの上に粘土鉱物を撒布し、拡散型Chamberの中に置く。成長する温度や過飽和度を変えて、氷晶の形態を調べた。過飽和度は上と下のパネルの温度差をめぐりとした。また、成長した角柱集合の写真から、各要素結晶のC軸間の角度を測定した。2個の結晶から構成され、各要素結晶が顕微鏡の光軸に垂直な面に存在する角柱集合をできるだけ選んだ。

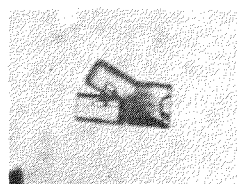
各要素結晶のなす角度を図に示した。測定個数は85個である。 55° 、 70° 、 88° 付近のピークが顕著である。写真による測定誤差を考えると 88° のピークは天然雪で観察される 90° のピークに相当するものと思われる。他に 65° や 50° に小さなピークがありそうだがはつきりしない。 50° より小さい角度では、 25° 付近にピークがありそうである(写真2)

3. 結果

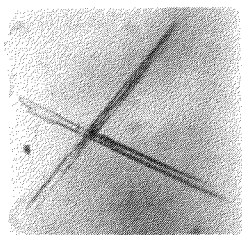
-25°C や -28°C では角板集合のみ成長したが、 -30°C では角柱集合も成長した。 -30°C では角柱集合のみ成長したが、 -30°C では角柱集合も成長した。 -30°C では角柱集合のみ成長したが、 -30°C では角柱集合も成長した。



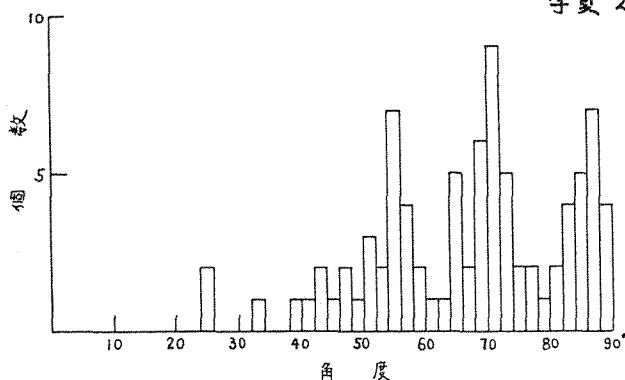
C軸間の角度 $=90^{\circ}$



25°
写真2



上 -48.0°C
下 -51.1°C
成長しはじめてから
40分後
写真1



古川義純（北大低温研）・John Hallett（ASC, Desert Research Institute）

1. はじめに

太陽または月の周囲に現れる視半径 22° や 46° の光の輪である暈(halo)は、空気中に浮遊する氷晶に入射した光が氷晶表面により屈折、反射を起すことで生ずる[1]。暈の成因については一般にすでに解決済みと考えられているが実際には多くの問題点が残されている。例えば、氷晶の形、大きさ、氷晶内部の構造、氷晶の落下姿勢などと、暈の消長や強度などとの関連についてさえ明確な解答は示されていない。

この様な視点での暈の研究は米国では興味を持つ研究者も多く、数年毎に大気中の光学現象に関するシンポジウムが開かれている[2]。最近では、コンピュータシミュレーションにより氷晶の様々な性質と暈の発生との関連を調べる研究が盛んであるが、一方で実験的研究により暈の生成条件を調べることの重要性も指摘されている[3]。本研究の目的は、人工的に生成した氷晶雲に平行光線を入射させて暈の消長、強度などの観察と同時に氷晶の大きさ、形の変化を調べることで、氷晶の性質と暈の関連を明らかにすることである。

2. 実験

低温室内に約 $1\text{ m} \times 1\text{ m} \times 1\text{ m}$ の雲箱を置き、超音波加湿機により発生した雲粒を供給する。この人工雲の内に液体 N_2 で冷却した針金を導入する、又は包装用シートのポリエチレン気泡を破裂させる(断熱膨張)方法でseedingを行ない氷晶を発生させる。氷晶の浮かぶ雲箱の中に直径約 5 cm の平行光線(白色)を入射させる。この平行光線を横方向から観察すると光軸と観察者の視軸が 22° で交差する部分に明るい光のバンドが観察される。平行光線の直径が限られているため円環状には見えないが、この光のバンドは視半径 22° の暈の一部に対応する。実験装置の制約のため、 46° の視半径の暈を観察することはできなかった。

雲箱の下部には、顕微鏡システムが設置され、ステージのガラス板上に落下してくる氷晶を顕微鏡観察することで氷晶の形や大きさ

などを測定する。顕微鏡像はテレビカメラを通してVTRに記録された。

3. 実験結果

本実験で得られた 22° の視半径の暈に対する詳細な結果や議論は講演で述べるが概要は以下の通りである。

a) 温度範囲

非常に明るい暈の観察される温度範囲は $-5 \sim -9^\circ\text{C}$ であった。またかなり明るい暈は $-3 \sim -5^\circ\text{C}$ 、 $-9 \sim -11^\circ\text{C}$ 及び -25°C 以下で観察された。

b) 結晶の大きさ

暈の観察される時の平均の結晶の大きさは角柱状結晶では $\ell_c > 10\mu\text{m}$, $\ell_a > 5\mu\text{m}$ 角板状結晶では $\ell_a > 10\mu\text{m}$,

でなければならない。

c) 結晶の形状

暈は無垢の角柱又は角板状結晶の頻度が高い時観察され、明るさの強度も強い。結晶形が、骸晶から樹枝、針状へと複雑になるにつれて暈の明るさは弱くなり、やがて観察されなくなる。

4. おわりに

実験室内に設置した小さな雲箱の中でも十分に暈の観察が可能であることが示され、実験的研究による暈の生成条件の研究の可能性が明らかにされた。

この様な暈の研究は、大気的光学現象解明の意味での興味だけではなく、他の分野への応用においても重要である。例えば、大気中での立方晶氷の発生の検証に対する 28° の暈の利用[4]や、暈の観察による上層雲の気象状況や雲を構成する氷晶の特徴の推定などにも応用が可能であろう。

文献 [1]R.Greenler, "Rainbows, Halos, Glories" Cambridge Univ. Press., 1980. [2]例えばJ. Opt.

Soc. Am. A1, No12, 1984; A4, No3, 1987に論文集.

[3]J. Hallett, J. Opt. Soc. Am., A4(1987)581.

[4]A. J. Weinheimer and C. A. Knight, J. Atmos. Sci., 44(1987)3304.

海氷の密接度と接地気層の関係

森永 由紀 (筑波大・地球・研)

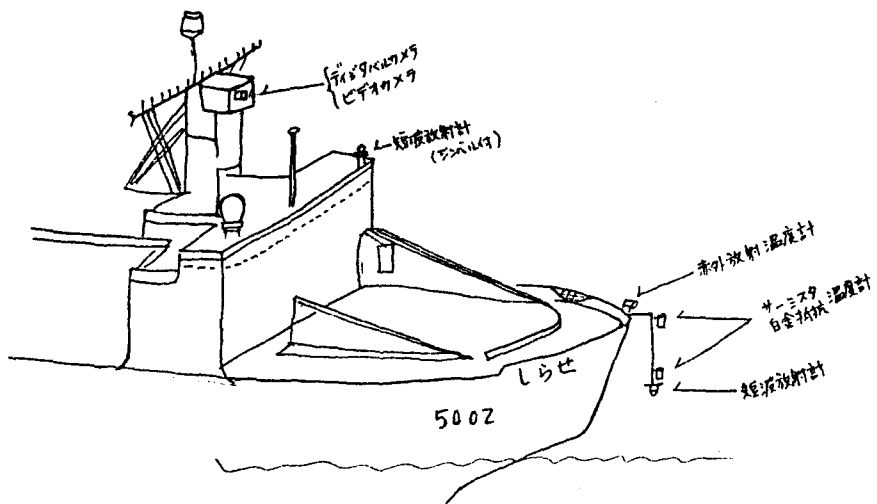
第29次南極地域観測隊員隊に参加し、
1987.12.15～1988.2.18の約2ヶ月間、船上
及びヘリコプターからの海氷観測を行った。
結果は当日報告する。

目的：海氷の密接度の変化に伴う接地気層の
変化を知る。

方法：「しらせ」航路沿いの海氷域で船及び
ヘリコプターからの以下の項目の観測を行
った。

〈船〉海氷密接度 (カメラ・ビデオ)
短波放射計 (短波放射計)
気温・高度 (サーミスタ・白金抵抗)
表面温度 (赤外放射温度計)
氷厚 (ビデオ) …適宜

〈ヘリ〉海氷密接度 (カメラ)
表面温度 (赤外放射温度計)



図：船上観測機器配置図

オホーツク海北海道沿岸沖に発生する 流氷渦の生成機構について

大島慶一郎・若土 正暁* (北大低温研/*現在ワシントン大学海洋学部)

1. はじめに

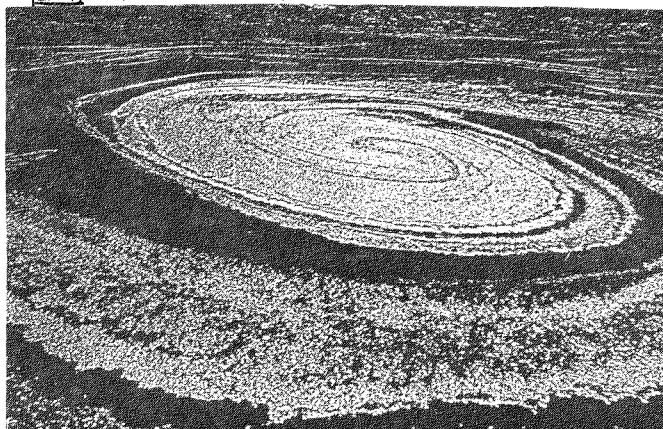
冬季、オホーツク海北海道沿岸沖は流氷に覆われるが、この流氷がときどき渦パターンを示すことが、北大流氷レーダによる観測によって以前からしばしば指摘されていた (Soma & Aota, 1985)。1987年1月12日早朝、たまたま流氷の到来を取材するために飛び立った朝日新聞社機「千早」は流氷によって見事に視覚化された左巻きの渦を発見し、その流氷渦 (ice-ocean eddy) はその日の夕刊1面に掲載された (図1)。この流氷渦は北大流氷レーダにも、はっきりと捉えられていた (図2)。これで従来から指摘されていた流氷レーダ映像による流氷渦の存在が確認されたことになる。本研究では、流氷レーダによる今までのデータに基づいて、この海域に生ずる流氷渦の特徴を整理し、さらにはその形成機構がいかなるものかを数値実験によって考察する。

2. 流氷渦の特徴

流氷レーダを設置して今日までの20年間の観測データを解析した結果、図1, 2に示すような渦パターンとともに図3に示すような砕波パターンが多数見られた。それらの特徴をまとめると、

- 1) 発生時期としては、1月と4日の流氷到来期・後退期に多く、流氷の密接度が小さい時期に多く見られる

▼図1; 流氷渦 (朝日新聞社撮影, 1987. 1. 12. AM 7:00 頃)



- 2) 発生場所は紋別沖・網走沖でも認められるが、枝幸・雄武沖に集中する。

- 3) 渦パターンの場合は、その直径 20~30 km。

- 4) 渦・砕波は2波あるいは3波程度連なっている場合が多く、その位相差は約50km。

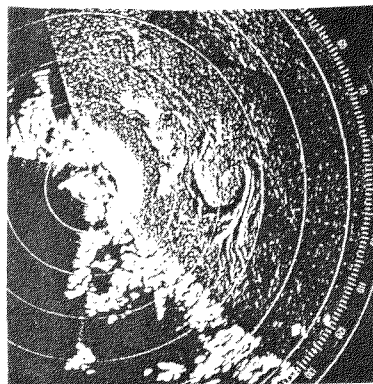
- 5) 渦発生前に北寄りの強い風が吹き続け、渦発生時には風が弱まっている場合が多い。

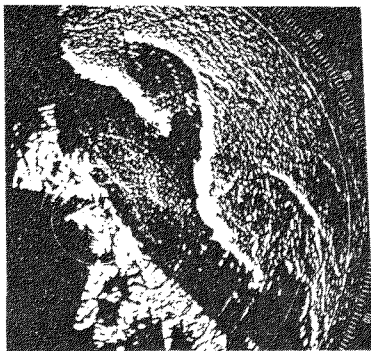
3. 形成機構

流氷渦が発生するためには、流氷の密接度が小さく、相互作用がない状況が必要である。そこで上記の渦パターンや砕波パターンは、流氷が海流の動きに対してトレーサーとして働いてつくられるのではないかと考えた。この海域は宗谷暖流が流れており、夏季においては、この海流はしばしば波動パターンを示すことが、最近、熱赤外映像によって明らかにされた。この波動に関しては Ohshima (1988) が数値モデルによって、同様の波動を再現し、波動が順圧不安定によって生ずることを示唆している。今回、流氷にみられるパターンもこの波動に関連していると考え、Ohshima (1988) のモデルを用いて、トレーサーとしての流氷のパターン形成を調べた。用いたモデルは順圧で、海岸・海底地形をとり入れたもので宗谷暖流及びその生ずる波動を再現している。そこに図4(a)のように初期に流氷を想定した識別粒子を9600個・沖合に配置する。

▼図2

レーダ写真 (北大流氷研撮影 同日のAM: 9:04, 同心円間隔は5マイル)

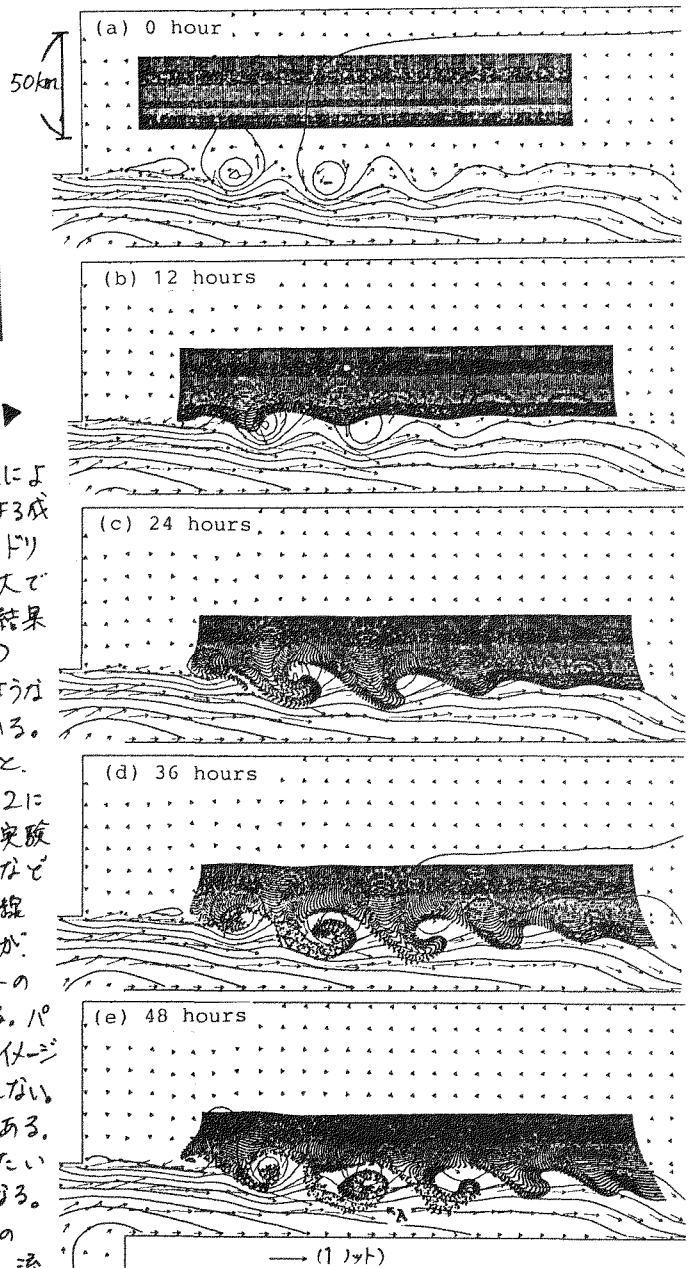




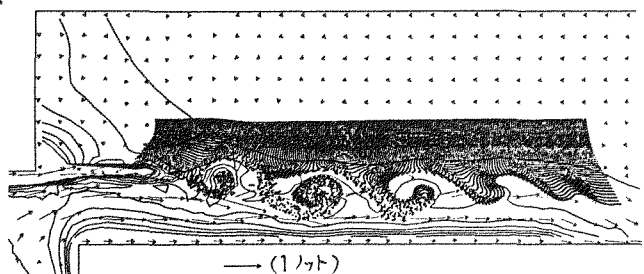
▲ 図3 レーダ写真(1984.4.15. 6:09)

図4 数値実験の結果。等値線は水位偏差。矢印は流速ベクトル。

氷米のドリフトは風による成分と海流による成分の和と考えた。このうち、風による成分は粒子によらず北風により一方向にドリフトすると考え、その大きさは初期に最大で1/日後に0となるとした。図4に結果の時系列を示す、(c)24時間後、(d)36時間後には図3によく対応するような砕波パターンがきれいに再現されている。また、この砕波パターンが発達すると、(e)48時間後のAで示すような、図1.1.2に対応する渦パターンが生ずる。数値実験で得られたものはスケールや位相差など観測とよく一致する。図4の等値線(水位偏差)はおおむね流線を表わすが、注目される点は、この流線とトレーサーの示すパターンがかなり異なることである。パターンから得られる流れの場の直観的イメージと実際の流れの場は必ずしも一致しない。これは流れの非定常性によるものである。それではトレーサーのパターンはいったい何を反映しているのかということになる。図5は図4(e)にポテンシャル渦度の分布を重ね合わせたものであるが、氷米(トレーサー)分布が非常によくポテンシャル渦度の分布を反映しているのがわかる。このことは、“ポテンシャル渦度がラグランジュ的に保存する”というのが地球流体の基本支配則であることを考えれば、むべなるかな、といえる。



▼ 図5 図4(e)に対応するポテンシャル渦度分布



極域厳冬期に於ける急速海氷生産過程(Ⅳ)

—— 氷晶生成に伴う ブライン 排出 ——

牛尾 収輝・若土 正暁* (北大低温研/*現ワシントン大学海洋学部)

1. はじめに

厳冬期の極域海洋において、強風で維持された氷野内開水面(ホリニア)は海氷の高生産域となる。この海氷生産過程が気象や海洋に及ぼす影響を解明するために大型水槽を用いた低温室内実験を行なっている。今回はfrazil ice(氷晶)の生成によって排出されるブライン(低温高塩分水)に注目して調べた結果を報告する。

2. ブライン排出の特徴

海水から氷が生成される時、その周囲にブラインを排出する。このブラインは高密度であるため、対流を引き起こしながら下の海水を高塩分化していく。本研究対象の開水面におけるブライン排出の様子をシュリーレン法で観察した。寒気にさらされた開水面ではfrazil iceが生成され、ブラインが排出されているにもかかわらず、その場で流下することなく、吹送流によって氷とともに風下へ輸送される。そして風下に形成されたfrazil ice蓄積層の縁で、輸送されてきたブラインは周囲の海水と混合しながら急激に落下方へ流下していた。またfrazil ice蓄積層でも、ゆっくりとブラインが流下していた。このブラインは縁で落ち切らなかったブラインが母海水と混合してできた高塩分水と考えられる。以上のような観察から、ブライン排出による下の海水の高塩分化は開水面で生成されたfrazil iceが風下に蓄積した領域で顕著になることが推測される。

3. 海水の対流混合と高塩分化

ブライン排出によって下の海水がどのように高塩分化されるかを調べるために導電率計を用いて塩分を連続測定した。図1にその結果を示す。frazil ice蓄積層で相対的に高塩分となった。

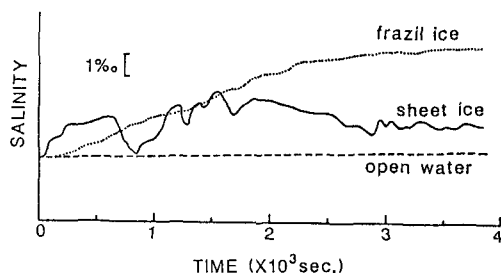


図1. 水槽下層の塩分変動。

しかも、その変動パターンから、海水は十分混合されながら高塩分化していたことがわかる。これに対して、風上で板状氷(sheet ice)として成長している領域ではそれほど高塩分化されず、塩分変動に乏しさが生じている。これは氷下面から流下してきたブラインがセンサー付近をあまり拡散せずに通過したためと考えられる。従って、混合の度合は風下のfrazil ice層領域に比べて小さいといえる。また開水面の下ではほとんど塩分は変わっていない。これらのことは先のシュリーレン法による観察結果と合う。このように風で維持されている開水面における急速な海氷生産過程では海水の中に多量の塩が排出され、対流が盛んになり、さらに風の効果も加わり海水が効率良く高塩分化されていく。

4. frazil ice蓄積層におけるブライン排出

風下のfrazil ice蓄積層の大部分は母海水より、やや高塩分の海水で占められている。この層において氷-海水混合物と海水のみを採取して、それぞれの塩分 S 、 S_w を測定した。図2に示したように S_w はあまり変化せず、 S は次第に減少した。これは層内の重い海水(S_w)を流下させながら無数のfrazil iceが浮力によって稠密化して純氷率 a が結果的に増大したと解釈される。このようなブライン排出過程はfrazil iceを多量に含む海水の塩分分布や結晶構造にも影響を与えていると考えられる。

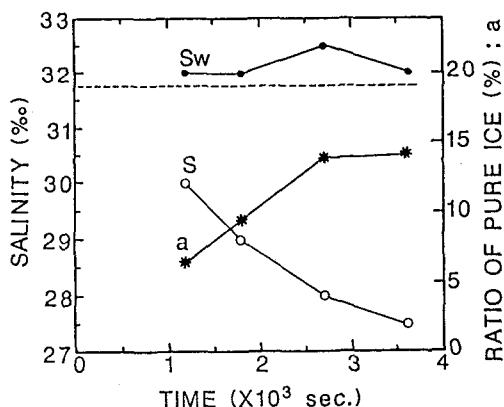


図2. frazil ice層の塩分、純氷率の変化。

S_w : 層内海水のみの塩分, S : 全層の平均塩分,
 a : 層内の純氷率、破線は母海水の塩分。